

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**BATI ANADOLU BÖLGESİNİN DEPREM TEHLİKESİNİN FARKLI
YÖNTEMLER KULLANILARAK İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Mühendisi Erdem BAYRAK

**HAZİRAN 2012
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**BATI ANADOLU BÖLGESİNİN DEPREM TEHLİKESİNİN FARKLI
YÖNTEMLER KULLANILARAK İNCELENMESİ**

Jeofizik Mühendisi Erdem BAYRAK

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
“JEOFİZİK YÜKSEK MÜHENDİSİ”
Unvanı Verilmesi için Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 18.05.2012
Tezin Savunma Tarihi : 15.06.2012**

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Yusuf BAYRAK

Trabzon 2012

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında

Erdem BAYRAK tarafından hazırlanan

**FARKLI YÖNTEMLER KULLANILARAK BATI ANADOLU VE CİVARI İÇİN
SİSMİK TEHLİKE PARAMETRELERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ**

**başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 29 / 05 / 2012 gün ve 1458 sayılı
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan : Prof. Dr. Fikri BULUT

Üye : Doç. Dr. Yusuf BAYRAK

Üye : Yrd. Doç. Dr. Hüseyin GÖKALP

Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ

Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

“Batı Anadolu Bölgesinin Deprem Tehlikesinin Farklı Yöntemler Kullanılarak İncelenmesi” adlı bu araştırma K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans tezi olarak yapılmıştır. Bu tez çalışması, 2010.112.007.4 kodlu proje kapsamında K.T.Ü. Bilimsel Araştırma Projeleri tarafından desteklenmiştir. Bundan dolayı K.T.Ü. Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon birimine teşekkür ederim.

Öncelikle gerek gerçek hayatımda gerekse okul hayatımda benden hiçbir zaman yardımlarını, desteğini, hoşgürüsünü, bilimsel katkılarını ve sabrını esirgemeyen çok değerli hocam Sn. Doç. Dr. Yusuf BAYRAK’a içtenlikle teşekkür ederim.

Bu tezde kullanılan verilerin elde edilmesinde desteğini esirgemeyen Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi’ne teşekkürü bir borç bilirim. Çalışma süresince yardımlarını, desteğini ve zamanını esirgemeyen, değerli arkadaşım Demir ÖZÇELİK’e, Araş. Gör. Şeyda YILMAZ’a, Araş. Gör. Mustafa ŞENKAYA ve Araş. Gör. Recep GÜNEY’e teşekkür ederim.

Hayatım boyunca yanımda olmasını istediğim Jeofizik Mühendisi Türkan KAYA’ya ve her zaman maddi-manevi desteklerini esirgemeyen aileme teşekkürü bir borç bilir bu tezi onlara ithaf ederim.

Erdem BAYRAK
Trabzon 2012

TEZ BEYANNAMESİ

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “Batı Anadolu Bölgesinin Deprem Tehlikesinin Farklı Yöntemler Kullanılarak İncelenmesi” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Doç. Dr. Yusuf BAYRAK’ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuvarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 18/05/2012

Erdem BAYRAK

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ	III
TEZ BEYANNAMESİ	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET	VII
SUMMARY	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ	IX
TABLolar DİZİNİ.....	XII
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XIII
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş	1
1.2. Batı Anadolu' nun Tektoniği	2
1.2.1. Batı Anadolu'da Bulunan Önemli Faylar ve Meydana Gelen Depremler.....	3
1.2.2. Fethiye-Burdur Fay Zonu	5
1.2.3. Aliağa Fayı.....	6
1.2.4. Foça-Bergama Fay Zonu	6
1.2.5. Kuzey Anadolu Fayı.....	6
1.2.6. Eskişehir Fayı.....	8
1.2.7. Gediz Grabeni	9
1.2.8. Karaova – Milas Fay Zonu	9
1.2.9. Büyük Menderes Grabeni	11
1.2.10. Küçük Menderes Fayı.....	11
1.2.11. Ege Yayı.....	11
1.2.12. Dinar Grabeni.....	12
1.2.13. Simav Fayı	12
1.2.14. Ula - Ören Fay Zonu.....	13
1.2.15. Sultandağı, Tatarlı ve Kumdanlı Fayları.....	13
1.3. Literatür Özeti	14
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	19

2.1.	Türkiye ve Civarı İçin Yapılan Sismik Tehlike Değerlendirmelerinde Kullanılan Sismik Kaynak Bölgeleri	19
2.2.	Çalışmada Kullanılan Deprem Verisi.....	22
2.3.	Süreklilik Analizi	24
2.4.	Batı Anadolu' nun Depremselliği.....	26
2.5.	KULLANILAN YÖNTEM.....	35
2.5.1.	Sismik Risk ve Tehlike Çalışmaları	35
2.5.2.	Gutenberg - Richter İlişkisi.....	35
2.5.3.	En Küçük Kareler Yöntemi.....	38
2.5.4.	En Büyük Olasılık Yöntemi (The Maximum Likelihood Method).....	41
2.5.5.	Gumbel III Yöntemi	43
2.5.6.	Kijko-Sellevol Yöntemi.....	46
2.5.6.1.	Katalogun Makrosismik Kısımına Uygulanan Uç Değer Magnitüd Dağılımları ..	47
2.5.6.2.	Farklı Kesme Magnitüdüleriyle Uç Değerlerin ve Sürekli Katalogların Birleştirilmesi	48
2.5.6.3.	Parametrelerin Hesaplanması.....	49
2.5.6.4.	Belirli Bir Bölge İçin Sismik Tehlike Değerlendirmeleri.....	51
2.5.7.	Korelasyon Boyutu (Correlation Dimension- D_C).....	53
3.	BULGULAR VE TARTIŞMA	57
3.1.	En Büyük Olasılık Yöntemi ile Hesaplanan b Değerlerinin Değişimi.....	58
3.1.1.	b Değerlerinin Zamana Göre Değişimi.....	62
3.1.2.	En Büyük Olasılık Yöntemi ile Hesaplanan b Değerinin Mekansal Değişimi ...	66
3.2.	Fraktal Boyut (D_C) Değerlerinin Değişimi.....	72
3.2.1.	Fraktal Boyut Değerlerinin Bölgesel Değişimi.....	72
3.2.2.	Fraktal Boyut Değerlerinin Zaman Göre Değişimi	78
3.2.3.	Fraktal Boyut Değerlerinin Mekansal Değişimi	82
3.3.	Kijko-Sellevol Yöntemi ile Hesaplanan Deprem Tehlike Parametrelerinin Değişimi	83
3.4.	Gumbel-III Yöntemi ile Hesaplanan Parametrelerin Bölgesel Değişimi	100
3.	SONUÇLAR	108
4.	KAYNAKLAR.....	110
ÖZGEÇMİŞ		

Yüksek Lisans Tezi

ÖZET

FARKLI YÖNTEMLER KULLANILARAK BATI ANADOLU VE CİVARI İÇİN
SİSMİK TEHLİKE PARAMETRELERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Erdem BAYRAK

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Doç. Dr. Yusuf BAYRAK
2012, 121 Sayfa

Bu çalışmada, Batı Anadolu ve civarındaki farklı sismik bölgelerin deprem tehlike parametrelerini değerlendirmek için tarihsel ve aletsel dönemleri içeren homojen bir katalog kullanıldı. Batı Anadolu için yapılan eski sismik bölgelendirme çalışmaları dikkate alınarak detaylı bir bölgelendirme çalışması yapıldı. Her kaynak bölge için en büyük olasılık yöntemi ile b değeri ve fraktal boyut değerleri hesaplandı. Gerilim seviyesinin yüksek olduğu Ege yitim zonunda düşük b değerleri elde edilirken, grabenlerin yoğun olduğu bölgelerde ise bölgesel heterojenitenin yüksek olmasından dolayı yüksek b değerleri elde edildi. Kijko-Sellevoll yöntemi kullanılarak aletsel ve tarihsel verileri içeren katalog için geri dönüşüm periyodları, deprem oluşma olasılıkları ve her bölgede beklenen en büyük magnitüdü depremler hesaplandı. Gumbel III yöntemi ile de her bölge için oluşabilecek en büyük depremin magnitüdü hesaplandı. Kijko-Sellevol ve Gumbel III yöntemi ile hesaplanan değerlerin doğru orantılı olduğu belirlenmiştir. Geri dönüşüm periyot değerlerinin en küçük hesaplandığı yerler Ege yitim zonu ile ilişkili olan bölgelerdir. 50 yıl için magnitüdü 6.5 den büyük bir depremin oluşma olasılığının %90'dan fazla olduğu yerler Büyük Menderes grabeni, Sultandağı fayı, Ege yayını çevreleyen bölgelerdir. Hesaplanan sismik risk parametrelerine göre en tehlikeli bölgeler Ege yayı ve dalma batma zonu ile ilişkili olan 10., 11. ve 12. bölgelerdir. Zamana göre hesaplanan b ve fraktal boyut değerlerinin büyük depremler öncesi önemli değişimler gösterdiği tespit edildi ve bu parametreler depremlerin önceden kestiriminde önemli bilgiler içerdiği görüldü.

Anahtar Kelimeler: Batı Anadolu, Sismik tehlike, Sismik bölgelendirme

Master Thesis

SUMMARY

EARTHQUAKE HAZARD ASSESSMENT FOR DIFFERENT REGIONS
IN AND AROUND WESTERN ANATOLIA USING DIFFERENT METHODS

Erdem BAYRAK

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Supervisor: Assoc. Prof. Yusuf BAYRAK
2012, 121 Pages

In this study, an homogeneous earthquake catalogue containing historical and instrumental periods was used to evaluate the seismic hazard parameters for different seismic regions in and around western Anatolia. Taking into consideration the old seismic zoning studies for western Anatolia, a detailed zoning study was prepared for western Anatolia. b value from maximum likelihood estimation and fractal dimension values were calculated for each region. Lower b values were obtained in the Aegean subduction zone with higher stress condition, higher b values were calculated in graben systems due to high regional heterogeneity. Mean return periods, the most probable maximum magnitude in the time period of t -years and the probability for an earthquake occurrence for an earthquake magnitude $\geq M$ during a time span of t -years was calculated with Kijko-Sellevoll method for each region. Seismic hazard parameters obtained by the methods of Kijko-Sellevoll and Gumbel III were identified in direct proportion to each other. The smallest mean return period values were determined relation with Aegean subduction zone. The probability of an earthquake of magnitude equal or greater than 6.5 for 50 years period was calculated bigger than 90% in Buyuk Menderes graben and around the Aegean arc. According to obtained seismic hazard parameters, regions of 10, 11 and 12 covering Aegean arc and subduction zone were the most dangerous regions. b and fractal dimension values with time was found to be significant changes before large earthquakes and these parameters obtain important information for earthquake prediction studies.

Key Words: Western Anatolia, Seismic hazard, Seismic zoning

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No.</u>
Şekil 1.1. Anadolu'nun tektoniği.....	4
Şekil 1.2. Batı Anadolu'da bu yüzyılda meydana gelen depremlerin yaklaşık yüzey kırıklarının dağılımı (Westaway, 1990'dan değiştirilerek alınmıştır).	7
Şekil 1.3. Batı Anadolu Bölgesinde başlıca tektonik yapılar ve 1953-2010 yılları 190 ($h < 70$ km, $4.7 < m_b < 7.1$ ve $26-33^\circ$ E, $33-40.5^\circ$ N) odak mekanizması çözümleri.....	10
Şekil 2.1. Batı Anadolu'da mevcut tektonik yapı ve aletsel dönemde oluşmuş depremlerin episantr dağılımları, önceden yapılan çalışmalar ve odak mekanizması çözümleri de dikkate alınarak yapılan bölgelendirme (Bayrak ve Bayrak, 2012).....	23
Şekil 2.2. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için deprem sayısı magnitüd ilişkisi	32
Şekil 2.3. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için zaman-kümülatif sayı ilişkisi.....	33
Şekil 2.4. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için derinlik-deprem sayısı ilişkisi	34
Şekil 2.5. Gutenberg-Richter ilişkisindeki a ve b katsayılarının bulunması. a katsayısı bulunan doğrunun $\text{Log}N$ eksenini kestiği yer ve b katsayısı bulunan doğrunun eğimini göstermektedir (Bayrak, 2004).	37
Şekil 2.6. Küçük depremlerin gözlem sayısının azalmasına bağlı olarak, deprem dağılımının hesaplanan doğrusal ilişkiden sapması (Bayrak, 2004).	39
Şekil 2.7. İki farklı veri seti için hesaplanmış olan G-R ilişkileri (Bayrak, 2004).	40
Şekil 2.8. Kullanılan yöntemle hesaplanan temel tehlike parametrelerini elde etmek için kullanılan verinin şematik gösterimi. Kijko ve Sellevoll (1989)' dan değiştirilerek alınmıştır. m_1 , m_2 ve m_3 farklı kesme magnitüd değerleri, T_g zaman boşluğu.	47
Şekil 2.9. Korelasyon boyutu (Correlation Dimension): Farklı referans noktaları etrafındaki farklı yarıçaplı kürelerdeki noktaların sayısı hesaplanmıştır. Burada iç farklı referans noktası için 7 tane küre gösterilmiştir.	56
Şekil 3.1. Batı Anadolu'daki farklı 15 kaynak bölge için en büyük olasılık yöntemi ile aletsel dönem için hesaplanan b değerleri.....	63

Şekil 3.2. En büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan b değerlerinin haritalanması	65
Şekil 3.3. En büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan b değerlerinin zamana göre değişimi	67
Şekil 3.4. En büyük olasılık yöntemi ile mekana göre hesaplanan b değerleri	69
Şekil 3.5. Batı Anadolu için P dalgası hız dağılım haritası (Koyu renkler yüksek hızları, açık renkler düşük hızları temsil etmektedir) (Salah vd., 2007).....	70
Şekil 3.6. Isı akısı haritası (Gürer vd., 2001).....	71
Şekil 3.7. Isı gradiyent haritası (Dolmaz, 2004).....	72
Şekil 3.8. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için hesaplanan D_C değerleri	75
Şekil 3.9. 15 farklı kaynak bölge için hesaplanan D_C değerlerinin haritalanması	78
Şekil 3.10. 15 farklı kaynak bölge için elde edilen b ve D_C değerleri arasındaki ilişki (1'den 15'e kadar olan numaralar bölgeleri ifade etmektedir).....	79
Şekil 3.11. 15 farklı bölge için elde edilen a/b ve D_C değerleri arasındaki ilişki	80
Şekil 3.12. Zamana göre hesaplanan D_C değerleri	81
Şekil 3.13. Mekana göre hesaplanan D_C değerleri	83
Şekil 3.14. Kijko-Sellevol metodu ile tarihsel verileri de içeren katalog için hesaplanan beklenen en büyük magnitüd değerlerinin haritalanması	85
Şekil 3.15. Kijko yöntemi ile MÖ. 1303-2011 yılları arası hesaplanan b değerlerinin haritalanması	86
Şekil 3.16. En büyük olasılık yöntemi ve Kijko-Sellevol yöntemi ile hesaplanan b değerlerinin karşılaştırılması	92
Şekil 3.17. Batı Anadolu'daki 15 farklı bölge için hesaplanan geri dönüşüm periyotları ...	93
Şekil 3.18. 15 farklı bölge için hesaplanan 50, 100 ve 1000 yıllık periyotlar için deprem olma olasılığı	95
Şekil 3.19. 15 farklı bölgede gelecek 50 yıl için hesaplanan 6.5'den büyük deprem olma olasılığı. Beyaz bölge 6.5'den büyük deprem meydana gelme olasılığı olmayan bölgeleri göstermektedir	97
Şekil 3.20. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı bölge için hesaplanan K değerlerinin haritalanması	99
Şekil 3.21. Batı Anadolu'daki 15 farklı kaynak bölge için Gumbel-III yöntemi ile elde edilen ω (gelecekte oluşabilecek en büyük depremin magnitüdü) değerleri ..	102
Şekil 3.22. Gumbel III yöntemi ile hesaplanan w değerlerinin haritalanması	104

Şekil 3.23. Gumbel-III yöntemi ile hesaplanan ω ve Kijko-Sellevol yöntemi ile hesaplanan M_{\max}^{Kijko} değerleri.....106

TABLULAR DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 1.1. Ege çöküntü sisteminde 1898-2003 yılları arasında olmuş hasar yapıcı depremler (Ambraseys, 1988; Eyidogan vd., 1991).	8
Tablo 2.1. 15 farklı kaynak bölgesi için süreklilik analizi (Bayrak ve Bayrak, 2012).	25
Tablo 2.2. Farklı 15 sismik bölge için günümüze kadar gözlenen en büyük magnitudlü depremler ve maruz kaldıkları tektonik yapılar.....	28
Tablo 2.3. Batı Anadolu'daki 15 farklı kaynak bölge için $M_S \geq 6.5$ depremler ve tarihleri..	29
Tablo 3.1. En büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan a , b değerleri ve korelasyon integrali ile hesaplanan D_C değerleri	61
Tablo 3.2. Batı Anadolu'daki farklı 15 bölgede Kijko yöntemi kullanılarak aletsel ve tarihsel dönem için hesaplanan deprem tehlike parametreleri.....	87
Tablo 3.3. Kijko yöntemi ile Batı Anadolu'daki 15 farklı sismik kaynak bölge için 1900-2011 yılları arası katalog kullanılarak hesaplanan deprem tehlike parametreleri.	88
Tablo 3.4. Kijko yöntemi ile Batı Anadolu'daki 15 bölge için hesaplana geri dönüşüm periyotları	89
Tablo 3.5. Batı Anadolu ve civarındaki farklı 15 sismik bölgesi için 50 ve 100 yıllık periyotlardaki büyüklüğü 6.0-7.5 arasında oluşabilecek deprem olasılıkları (Herhangi bir bölgede Tablo da verilen büyüklükler için depremler oluşmamışsa o depremlere ait oluşma olasılıkları hesaplanmamıştır).....	90
Tablo 3.6. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı bölge için K değerleri.....	98
Tablo 3.7. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için Gumbel-III yöntemi ile hesaplanan deprensellik parametreleri ve Kijko yöntemi ile hesaplanan M_{\max}^{Kijko} değerleri.....	101

SEMBOLLER DİZİNİ

AGF	: Acıgöl fayı
AKF	: Akhisar Fayı
BAGS	: Batı Anadolu Graben Sistemi
BFZ	: Burdur fay zonu
BGF	: Beyşehir Gölü fayı
BMG	: Büyük Menderes Graben
BZBZ	: Bitlis-Zagros Bindirme Zonu
BZFZ	: Bergama- Zeytindağı fay zonu
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
DG	: Dinar Graben
EFZ	: Eskişehir fay zonu
FFZ	: Fethiye fay zonu
GÇF	: Gölhisar-Çameli fay
GDF	: Gediz-Dumlupınar fay
GG	: Gediz Graben
İDF	: İnönü-Dodurga fay
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KDAFZ	: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu
KF	: Kumdanlı Fayı
KFZ	: Kütahya fay zonu
KMF	: Karova-Milas fay
KMG	: Küçük Menderes Graben
KSF	: Kaş Fayı

MYF	: Muğla-Yatağan fay
OAFS	: Orta Anadolu Fay Sistemi
OFZ	: Orhanlı Fay zonu
SDF	: Sultandağı fay
SF	: Sandıklı fay
SFZ	: Simav fay zonu
a	: Ortalama Yıllık Sismisite İndeksi
b	: Sismotektonik Parametre
D_C	: Korelasyon Boyutu
M_b	: Cisim Dalgası Magnitüdü
M_C	: Kesme Magnitüdü
M_D	: Süreye Bağlı Magnitüd
M_L	: Yerel Magnitüd
M_{max}	: Bölgesel Maksimum Magnitüd
M_S	: Yüzey Dalgası Magnitüdü
M_W	: Moment Magnitüdü
$C(r)$: Korelasyon İntegrali
\bar{M}	: Ortalama Magnitüd Değeri
w	: Beklenen En Büyük Magnitüd
λ	: deprem aktivite oranı
RP	: Geri dönüşüm periyodu
Pr	: Bir depremin oluşma olasılığı

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Dünyanın çeşitli bölgelerinde depremsellik hesaplamaları için birçok çalışma yapılmıştır. Bu tür çalışmalarda en fazla uygulanan yöntemler, Gutenberg-Richter (1954) yasası ve Gumbel 1 (1966) asimptotik yaklaşımıdır. Gumbel 1 asimptotik yaklaşımı, eşit zaman aralıklarında hesaplanan maksimum magnitüdüleri kullanmaktadır. Gutenberg-Richter ilişkisinde bütün zaman aralıklarındaki veri kullanılmaktadır. Birçok araştırmacı deprem tehlike çalışmalarında hesaplanan a ve b değerlerini, farklı bölgeler ve farklı zaman aralıkları için hesaplamıştır (Miyamura, 1962; Bath, 1981; Bender, 1983; Tsapanos ve Papazachos, 1998; Yılmaztürk vd., 1999; Olsson, 1999). b , deprem tehlike çalışmalarında en çok kullanılan parametre olup, bölgenin tektonik karakteristiğiyle ilgili bir parametredir (Hatzidimitriou vd., 1985; Wang, 1988; Tsapanos, 1990).

Türkiye yüksek depremselliğin olduğu karmaşık bir tektonizmaya sahiptir. Bu yüksek aktiviteden dolayı Türkiye ve civarında birçok araştırmacı tarafından depremsellik çalışmaları yapılmış ve farklı zaman aralıkları için sismik tehlike haritaları oluşturulmuştur (Dewey, 1976; Yazar vd., 1980; Burton vd., 1984; Erdik vd., 1985; Yılmaztürk vd., 1999).

Türkiye ve civarında aletsel deprem verileri kullanılarak birçok sismik tehlike çalışması yapılmıştır (Aslan, 1972; Bath, 1979; Yazar vd., 1980; Erdik vd., 1999; Kayabalı ve Akın, 2003; Bayrak vd., 2005). Türkiye' nin tarihsel verileri sismik tehlike olasılık yaklaşımlarında süreksiz olduğu için aletsel-tarihsel veriler birleştirilerek yeni bir veri seti oluşturulmuştur. Kijko ve Graham (1998; 1999) kataloğun tamamını kullanabilen bir yöntem geliştirmiştir ve bu çalışmada bu yöntem de uygulanmıştır.

Birçok depremin oluş modeli, sismik tehlike hesaplamaları için uygundur. Sismik tehlike modellemesindeki en önemli parametre sismik olayların uzun zaman periyodundaki olma olasılıklarının hesaplanmasıdır (Anagnos ve Kiremidjian, 1988). Deprem tehlike değerlendirmelerindeki en çok kullanılan bir diğer parametrede maksimum magnitüd (M_{max}) değerleridir. Deprem tehlike çalışmalarında karşılaşılan en önemli problemlerden biriside, veri kalitesidir. Kijko ve Sellevoll (1989; 1992) deprem tehlikesiyle ilişkili parametrelerin maksimum olasılıkla hesaplanmasına olanak sağlayan bir yaklaşım geliştirmişlerdir. Bu yaklaşım kataloğun bütün tarihsel ve sürekli kısımlarına çok iyi uyum

sağlamakta ve hesaplamalarda kolaylık sağlamaktadır. Ayrıca kataloğun başlangıcından önce meydana gelmiş, bilinen en büyük tarihsel depremden maksimum bölgesel magnitüd M_{max} hesaplanabilir. Bu yöntem, tarihsel dönemdeki depremlerle kısa periyodlu aletsel verilerden alınan bilgileri birleştirebilmektedir. Verinin sürekli kısmı, kataloğun farklı uzunluklarda farklı zaman aralıklarına bölünebilmesine olanak vermektedir. Bu yüzden bu çalışmada, Türkiye ve civarı için tarihsel deprem kataloglarına uygun olan Kijko ve Sellevol (1989) yöntemi tercih edilmiştir.

Fraktal boyut (D_C) bir bölgede bulunan faylardaki sismisitenin heterojenitesinin derecesini temsil eder ve gerilmelerin heterojinitesi, jeolojik yapılar ve yapısal unsurlara bağlı olarak değişim gösterir (Öncel vd., 1996). Eğer bir bölgede deprem kümelenmeleri daha yoğunsa D_C değerinde düşüş gözlenir (Öncel ve Wilson, 2002).

Bu çalışmada, Batı Anadolu ve civarında 15 farklı sismik bölge için zamana ve mekana göre b değerleri, beklenen en büyük magnitüd değerleri (M_{max} , w), her bölge için geri dönüşüm periyodları ve deprem oluşma olasılıkları, zamana ve mekana göre D_C değerleri hesaplanmıştır. Bu amaçla bütün sürekli ve/veya süreksiz veri setleri kullanılarak en büyük olasılık yöntemi, Kijko-Sellevol yöntemi, Gumbel-III yöntemi ve fraktal boyut yöntemi Türkiye ve civarına uygulanmıştır.

1.2. Batı Anadolu' nun Tektoniği

Anadolu Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı içinde yer almaktadır. Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika, Arabistan ve Hindistan levhalarının kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya levhası ile çarpışmaları sonucunda meydana gelmiştir (Şekil 1.1).

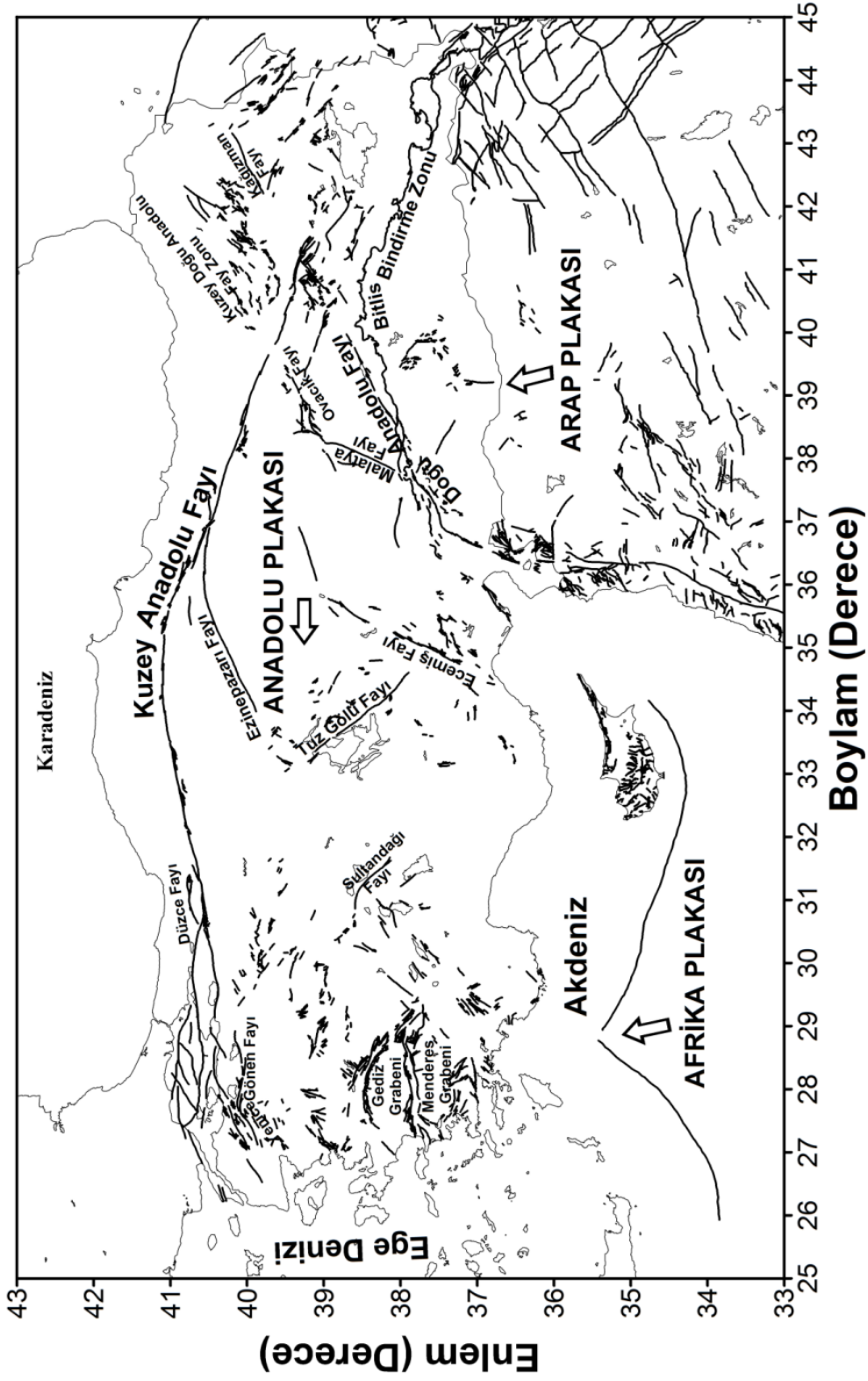
Bu kıtasal çarpışma çok geniş bir deformasyon zonu oluşturmaktadır. Doğu Akdeniz bölümünde bulunan Anadolu-Ege bloğu saatin tersine dönerek Girit merkezli Ege yayına doğru hareket etmektedir. Bu yanal hareketin kuzey sınırını Kuzey Anadolu fayı belirlemektedir. Güney sınırını ise doğuda Doğu Anadolu fayı, güney Anadolu'da ise Kıbrıs ve Ege yayları oluşturmaktadır. Kıbrıs ve Ege yayları boyunca Afrika kıtasının kuzey kenarındaki okyanusal litosfer Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yutulmaktadır. Isparta dirseği bu iki yayın birleştiği alandır ve son derece kompleks bir yapıya sahiptir (Blumenthal, 1963; Brunn vd., 1971; Poisson, 1984, 1990, Marcoux, 1987; Kissel vd., 1993; Frizon vd., 1995).

Anadolu-Ege bloğunun saatin tersi yönünde dönme hareketinin iki ana sebebi vardır; birincisi, Doğu Anadolu’ da Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden kıtasal Anadolu bloğunun batıya hareketi, ve ikincisi ise Ege yayında batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın güneye doğru hareketi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi’nde meydana gelen yaklaşık KKD-GGB genişlemedir (Arpat ve Bingöl, 1969; Koçyigit, 1984; Hancock ve Barka, 1987; Emre, 1996; Seyitoglu ve Scott, 1991, 1996; Patton, 1992). Batı Anadolu ve Ege Denizindeki yaklaşık K-G gerilmenin hızı güncel GPS verilerine göre 15 mm/yıl civarındadır.

Batı Anadolu dünyanın en çok deprem üreten ve hızlı bir genişlemeye sahip olan bölgelerinden biridir (Bozkurt, 2001). Bölgede hem aletsel hem de tarihsel dönem de yıkıcı ve büyük depremler kaydedilmiştir. Bölge, oldukça karışık tektonik yapıya sahip olması nedeniyle sürekli depremler meydana gelmiş ve gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgeyi oluşturmaktadır. Batı Anadolu kuzeyde sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu fay zonu, güneyde ise Ege-Batı Kıbrıs yayı boyunca süren sıkışma tektoniğinin etkisi altındadır ve kıta içi genişleme rejimi ile karakterize edilen bir bölgedir. Değişik şekil ve büyüklükte grabenlere sahip olan bölgede eğim atımlı ve normal faylar da büyük ölçekte bulunmaktadır. Bunların iç kısımlarını neojen ve kuverteiner yaşlı kayaçlar doldurmaktadır. En önemlileri Gediz, Büyük Menderes, Küçük Menderes vadileridir. Bu bölgeler D-B doğrultu atımlı faylarla sınıflandırılmış birçok bloklardan meydana gelmektedir. Bu bloklar arasında D-B uzanımlı grabenler yer almaktadır. Genel olarak bölge KKD-GGB yönlü bir çekme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Batı Anadolu Ege Denizinde 1890-2000 yılları arasında hasar yapıcı ve yüzey kırığı meydana getirmiş olan 34 deprem meydana gelmiştir.

1.2.1. Batı Anadolu’da Bulunan Önemli Faylar ve Meydana Gelen Depremler

Batı Anadolu’da yaklaşık K-G yönlü genişleme tektoniğine bağlı olarak D-B ve BKB-DGD doğrultulu birçok graben gelişmektedir (Philippon 1910-1915; Ketin 1968; McKenzie, 1978; Dewey ve Sengör 1979; Jackson ve Mc Kenzie 1984; Sengör 1982, 1987; Sengör ve dig., 1984). Bunlar Gökova, Büyük Menderes, Küçük Menderes, Gediz, Bakırçay ve Simav riftleri, Kütahya ve Eskişehir’dir.



Şekil 1.1. Anadolu'nun tektoniği (Bozkurt E. (2001), Bingöl E.(1989), Şaroğlu vd.(1992)).

Batı Anadolu' da orta bölümde D-B doğrultulu Gediz, Büyük Menderes ve Küçük Menderes fayları yer almaktadır. Bu fayların kuzeyinde Simav, Kütahya ve Eskişehir fayları yine benzer özellikler sunmaktadırlar. Bu D-B ve BKB-DGD doğrultulu normal faylar arasında KD-GB basenler yer almaktadır. Büyük Menderes grabenin güneyinde ise KB-GD basenler vardır ve bu doğrultuda gelişen fayların aktif olduğu güncel depremler tarafından da doğrulanmaktadır (Price ve Scott,1994) (Şekil 1.2).

Batı Anadolu' nun tektoniğinin anlaşılması açısından tarihsel ve aletsel dönem depremlerinin iyi bilinmesi son derece önemlidir. Fay sistemlerine bağlı olarak Batı Anadolu' da yoğun bir deprem aktivitesi görülmektedir. Çok sayıdaki eski uygarlıkların yerleşim birimlerine ait veriler ve tarih kaynaklarından elde edilen bilgilere göre, bölgenin tarihsel dönemde de (1900 yılı öncesi) birçok yıkıcı depremin etkisinde kaldığı ortaya çıkmaktadır (Ambraseys, 1970; Altunel ve Hancock, 1993; Altunel ve Barka, 1997).

Yalnız bu yüzyılda 1899 Büyük Menderes, 1928 Torbalı, 1955 Balat, 1969 Alaşehir, 1970 Gediz ve 1995 Dinar depremleri normal faylarla ilgili olarak meydana gelmiştir (Ambraseys, 1988; Eyidogan ve dig., 1991) (Tablo 1.1).

Batı Anadolu' daki aktif faylar ve 1953-2010 yılları arasında oluşmuş derinliği 70 km.' den daha az olan ve magnitudü $4.7 < m_b < 7.1$ arasında oluşmuş 190 adet depremin odak mekanizması çözümleri Şekil 1.3' de gösterilmiştir. Bu şekilden de anlaşılacağı gibi Batı Anadolu sismik olarak aktif ve değişik faylanma mekanizmalarına sahip bir bölgedir.

1.2.2. Fethiye-Burdur Fay Zonu

Fethiye-Burdur fay zonu normal bileşeni olan sol-yanal doğrultu atımlı bir faydır. Bu fay zonu Ege yayının doğu kanadının KD' ya devamı olarak kabul edilmektedir (Dumont vd., 1979). Bu fay zonu boyunca küçük ve orta büyüklükteki deprem aktivitesi yoğundur. Burdur yakınlarında bu yüzyılda iki önemli deprem meydana gelmiştir (1914, $M=7.0$ ve 1971, $M=6.2$, (Ambraseys, 1988; Taymaz ve Price, 1992). 1957, $M=7.0$, depreminin de bu fay zonunun GB' sını da meydana geldiği sanılmaktadır (Ambraseys, 1981).

1.2.3. Aliğa Fayı

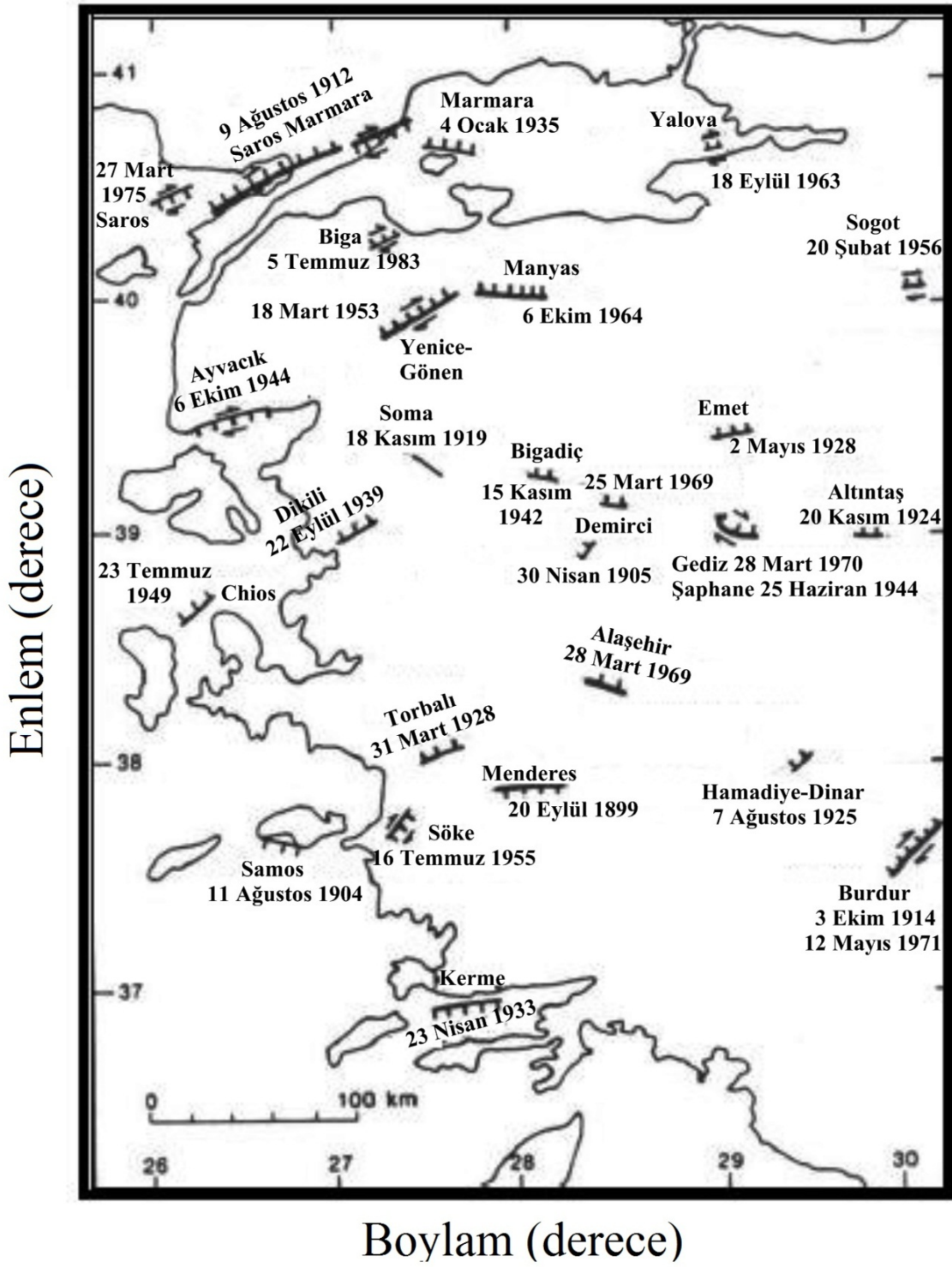
Bu fay, Marmara depremine sebep olan Kuzey Anadolu fayının bir uzantısı olan paralel bir faydır. Kuzey Anadolu fayındaki depremler ya da enerji birikimi, Aliğa fayını da tetikleyebilir (Tekin ve Hafizoğlu, 2011).

1.2.4. Foça-Bergama Fay Zonu

Bu fay zonu Bergama kuzeyinden başlayarak Foça'ya kadar devam eden KKD doğrultulu bir fay zonudur. Bakırçay grabeni bu fay zonunda bir süreksizlik meydana getirmektedir. Bu fay zonu kuzeyde Balıkesir-Soma sistemi ile geniş bir zon oluşturmaktadır. 1919 Soma depremi fay zonunun bu kesiminde meydana gelmiştir. Bu sistem özellikle Kütahya, Simav ve Gediz grabenlerinin batı uçlarını sınırlamaktadır. Güneybatıda fayın ucu İzmir körfezine kadar uzanmaktadır. Bu fay zonu Kuzey Ege'nin KB Anadolu'dan daha hızlı GB' ya hareket ettiğini göstermektedir (Tekin ve Hafizoğlu, 2011).

1.2.5. Kuzey Anadolu Fayı

Batı Anadolu'nun kuzey sınırını Kuzey Anadolu fayının güney kolları ve Eskişehir fayı oluşturmaktadır. Sağ-yanal Kuzey Anadolu fayı saatin tersine rotasyonel hareket ile batıya doğru hareket eden Anadolu-Ege bloğunun kuzey sınırını oluşturmaktadır. Güncel GPS verilerine göre fayın hızı yaklaşık 23 mm/yıl civarındadır. Kuzey Anadolu fayı boyunca yalnız bu yüzyılda 25 büyük deprem meydana gelmiştir. Bunlardan 7 tanesi Kuzey Ege'de 7 tanesi ise Marmara Denizi ve çevresinde ve 11 tanesi de fayın Doğu Marmara ve Karlıova arasında meydana gelmiştir. Marmara Denizi civarında Kuzey Anadolu fayı üç koldan oluşmaktadır ve geniş bir sınır özelliğindedir.



Şekil 1.2. Batı Anadolu'da bu yüzyılda meydana gelen depremlerin yaklaşık yüzey kırıklarının dağılımı (Westaway, 1990'dan değiştirilerek alınmıştır).

Tablo 1.1. Ege çöküntü sisteminde 1898-2003 yılları arasında olmuş hasar yapıcı depremler (Ambraseys, 1988; Eyidogan vd., 1991).

Sayı	Tarih	Büyüküğü (M _s)	Yeri
1	20.09.1899	6.9	Menderes Vadisi
2	18.12.1901	5.9	Ayvalık
3	11.08.1904	6.2	Samos
4	03.10.1914	7.0	Burdur
5	18.11.1919	6.9	Soma
6	26.09.1921	5.9	Argithani
7	20.11.1924	6.0	Altıntaş
8	07.08.1925	6.0	Dinar
9	31.03.1928	6.5	Torbalı
10	02.05.1928	6.2	Emet
11	19.07.1933	5.8	Çal
12	22.09.1933	6.5	Dikili
13	15.11.1942	6.2	Bigadiç
14	25.06.1944	6.0	Şaphane
15	21.02.1946	5.7	Algithani
16	23.07.1949	6.6	Khios
17	02.05.1953	5.6	Karaburun
18	16.07.1955	6.7	Söke
19	20.02.1956	6.1	Söğüt
20	14.09.1962	4.5	Balıkesir
21	11.03.1963	5.6	Buldan
22	22.11.1963	4.6	Tefenni
23	13.06.1965	5.6	Honaz
24	25.03.1969	6.1	Demirci
25	28.03.1969	6.5	Alaşehir
26	06.04.1969	5.8	Karaburun
27	28.03.1970	7.1	Gediz
28	23.02.1971	5.6	İvrindi
29	12.05.1971	6.2	Burdur
30	26.04.1972	4.9	Lesvos
31	01.02.1974	5.5	İzmir
32	19.08.1976	5.0	Denizli
33	01.10.1995	5.9	Dinar
34	21.04.2000	5.2	Honaz

1.2.6. Eskişehir Fayı

Genel olarak BKB-DGD doğrultusunda uzanan Eskişehir fay zonunun doğrultusu, İnönü Dodurga arasında D-B ile BKB-DGD arasında değişmektedir. Yapılan çalışmalarda Dodurga kuzeyi ile Oklubalı köyü arasında uzanan, İnönü havzasını güneyden sınırlayan ve yaklaşık 33 km uzunluğundaki bölüm İnönü-Dodurga segmenti olarak ayırt edilmiştir (Tokay, 2001; Tokay ve Altunel, 2001). İnönü-Dodurga segmentinin aktivitesine ait

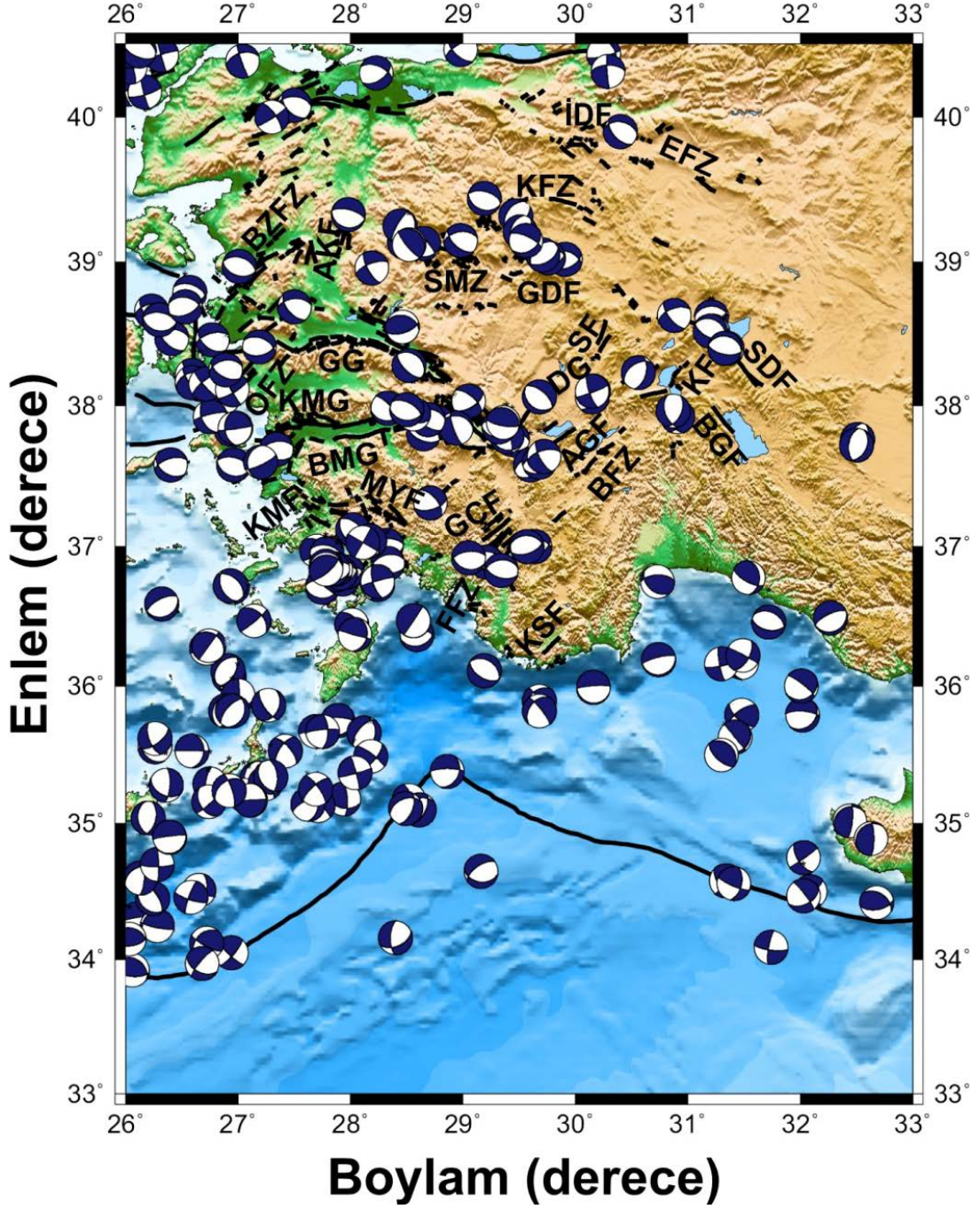
özellikleri belirlemek amacıyla jeolojik, jeomorfolojik gözlemlerden ve jeofizik verilerinden yararlanılmıştır. Jeolojik gözlemler İnönü havzasının güneyinde yer alan İnönü-Dodurga segmenti, İnönü-Oklubalı köyü arasında yaklaşık D-B doğrultusunda uzanırken Kandilli ve batısında ise yaklaşık BKB-DGD doğrultuludur. İnönü'nün güneyinde gözlenen fay; yamaç molozu ve alüvyon ile mesozoyik yaşlı mermerlerin dokunağını oluşturur. Fay düzlemleri önünde gelişen yamaç molozları, fay aynasındaki çeşitli yapısal özelliklerin korunmasını sağlamış ve yamaç molozların değişik amaçlarla alınması sonucu bazı kesimlerde fay aynaları yüzeye çıkmıştır. Bu fay düzlemleri genel olarak K70-80B doğrultulu ve 70° KD ve 90° eğimlerde, iyi korunan fay aynalarında fay breşi gözlenmektedir. Kaymanın düşey yönde olduğunu gösteren fay çiziklerinin yanı sıra ölçüm yapılan pek çok fay düzleminde verev hareketi gösteren fay çizikleri de oldukça belirgindir.

1.2.7. Gediz Grabeni

Gediz Grabeni Manisa'dan Pamukkale'ye kadar uzanır. Yaklaşık 200 km uzunluğu sahiptir. Grabenin ana fayı güney kenarı boyunca uzanır, kuzeyde ise yer yer bu fayın antitetik bileşeni yer alır. Graben içinde oluşan M=6.5 büyüklüğündeki 28 Mart 1969 Alaşehir depremi meydana gelmiştir. Gediz Grabeninin Neojen çökellerini metamorfik temelden (Menderes Masifi) ayıran fay, güney sınır fayı (Seyitoğlu ve Scott, 1996) ya da Karadut Fayı (Emre, 1996) olarak adlandırılmaktadır. Batı Anadolu, tarihsel dönemlerde de birçok yıkıcı depremlerin etkisinde kalmıştır. Tarihsel depremlerin büyük bir çoğunluğu Büyük Menderes, Denizli/Pamukkale ve Gediz grabenleri yakın dolayında yoğunlaşmaktadır.

1.2.8. Karaova – Milas Fay Zonu

Bu fay zonu Karaova-Milas arasında yüzeylenen metamorfik kayalarda izlenebilen KB-GD doğrultulu birbirine paralel fay takımlarından oluşmaktadır. Yaklaşık 20 km genişlikte olan fay zonu, morfolojiyi denetlemesi nedeniyle olası diri fay olarak kabul edilmiştir (Şaroğlu vd. 1987).



Şekil 1.3. Batı Anadolu Bölgesinde başlıca tektonik yapılar ve 1953-2010 yılları 190 ($h < 70$ km, $4.7 < mb < 7.1$ ve $26-33^\circ$ E, $33-40.5^\circ$ N) odak mekanizması çözümleri (Bayrak&Bayrak, 2012). Kısaltmalar: AGF – Acıgöl fayı, AKF – Akhisar Fayı, BFZ – Burdur fay zonu, BGF – Beyşehir Gölü fayı, BMG – Büyük Menderes Graben, BZFZ – Bergama- Zeytinadağı fay zonu, DG – Dinar Graben, EFZ – Eskişehir fay zonu, FFZ – Fethiye fay zonu, GÇF – Gölhisar-Çameli fay, GDF – Gediz-Dumlupınar fay, GG – Gediz Graben, İDF – İnönü-Dodurga fay, KF – Kumdanlı Fayı, KFZ – Kütahya fay zonu, KMF – Karova-Milas fay, KMG – Küçük Menderes Graben, KSF – Kaş Fayı, MYF – Muğla-Yatağan fay, OFZ – Orhanlı Fay zonu, SDF – Sultandağı fay, SF – Sandıklı fay, SFZ – Simav fay zonu

1.2.9. Büyük Menderes Grabeni

Büyük Menderes grabeni Denizli ile Ege Denizi arasında yer alır. Yaklaşık 200 km uzunluğundadır. Grabenin doğu ucu Pamukkale civarında Gediz grabeni ile kesişmektedir. Batı ucu ise Germencik civarında iki kola ayrılmaktadır. Kuzey kolu Kuşadası'na devam etmekte olup güney kolu GB' ya dönerek Ege Denizi'ne girmektedir. Bu grabenin ana fayı grabenin kuzey kenarı boyunca uzanır ve güneye doğru eğimlidir. Büyük Menderes grabeninde tarihsel dönemde birçok deprem meydana gelmiştir (Guidobani vd., 1994; Ambraseys ve Finkel 1995). 17.yüzyılda 1645, 1654 ve 1702 (I>VIII) depremleri grabenin Denizli'den Aydın'a kadar uzanan kısmında meydana gelmiştir. Daha sonra 1899 depremi yakın zamanda meydana gelmiş en büyük depremdir. 1955 Balat depremi (M=6.7) grabenin batı ucunda meydana gelmiş ve fay düzlemi çözümü KD-GB sağ-yanal hareket göstermiştir (McKenzie, 1972). Güncel sismik aktivite Denizli civarında yoğunlaşmaktadır.

1.2.10. Küçük Menderes Fayı

Küçük Menderes vadisinin güney kenarının batı yarısında kuzeye eğimli belirgin bir faydır (Erinç, 1955; Sengör ve diğ., 1985). 1928 Torbalı depreminin bu fay tarafından tetiklendiği sanılmaktadır. Bu fay batıda Efes Antik şehri güneydoğusundan geçerek (Dumont ve diğ., 1979; Angelier ve diğ., 1981) Ege Denizi' ne kadar uzanmaktadır. Buradan Sisam adası kuzeyinden gelen fay zonu ile birleşmektedir. İzmir' de büyük hasarlara neden olan 1928 depremi bu fay üzerinde oluşmuştur.

1.2.11. Ege Yayı

Afrika ve Anadolu levhaları arasında ki yaklaşma, Kıbrıs yayının batısındaki Ege yayı tarafından temsil edilir. Ege yay sistemi Ege bölgesinin jeodinamik evriminde önemli rol oynar. Ege yayı boyunca hendeğin yapısı farklılıklar taşır.

Batı Anadolu'nun neotektoniği son derece karışıktır. Batı Egenin deprem riskinin belirlenmesinde paleotektonik özelliklerin rolü ikinci derecede önemlidir. Fakat neotektonik yapıların geometrisi, kinematığı ve birbirleri arasındaki ilişkilerin anlaşılması son derece önemlidir. Batı Anadolu aktif tektoniği iki önemli olayın etkisi altında

gelişmektedir. Ege dalma-batma sistemi ve Arabistan levhasının Bitlis bindirme kuşağı boyunca Anadolu'yu kuzey yönde sıkıştırmasıdır. Bu sebeple Batı Anadolu depremsellik açısından aktif bir bölgedir. Ege bölgesinin K-G yönlü bir gerilme içinde biçim değiştirmesinin en açık verisi D-B doğrultulu grabenlerdir. Grabenler Ege'nin jeolojik açıdan egemen unsurlarıdır ve grabenleri sınırlayan faylar boyunca depremsellik fazladır. Bölge, oldukça karışık tektonik görünüm sunması nedeniyle sürekli depremlere maruz kalmış ve gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgeyi oluşturmaktadır. Bölgede meydana gelen depremler incelendiğinde: Ege Graben sisteminde suskun dönemlerin yaklaşık 10-30 yıl, aktif dönemlerin ise 15-20 yıllık dönemleri kapsadığı görülmektedir. Ege Graben sisteminde 1995-günümüz arasında küçük ölçekte depremler özellikle Denizli civarında yoğunlaşmaktadır. Bu depremlerin sebebi Batı Anadolu'da grabenleri sınırlayan normal fayların Denizli Bölgesinde kesişmesidir (Tekin ve Hafizoğlu, 2011). Ayrıca Ege graben sistemi içerisinde bir depremden hemen sonra yakın bir segmentte bir deprem oluşma olasılığı oldukça fazla olduğu gözlenmektedir. Bu bilgilerin yanında Ege bölgesinin 1. derecede deprem bölgesi olduğunu ve depremlerin önlenemez yer hareketleri olduğunu biliyoruz. Ayrıca fay hareketlerinin meydana getirmiş olduğu çöküntülerde biriken alüvyal topraklarda, bölge tarımında önemli rol oynamaktadır. Yani fay hareketlerinin kötü etkileri yanında bu gibi etkileri de vardır.

1.2.12. Dinar Grabeni

Dinar havzası batı Anadolu'da dağlar arasında birkaç kilometre genişliğe ve açılma rejimine sahiptir. Bu havza pekişmemiş çakıl taşı, kum, silt ve kilden oluşmuş Pliyosen-Kuvaterner sedimentleri ile doldurulmuştur. Dağlık rejimi ise daha yaşlı kireçtaşı ve konglomeradan oluşan ana kayadan meydana gelmiştir. Bu basenin özelliklerinin belirlenmesi için çeşitli jeofizik ve geoteknik çalışmalar yapılmıştır (Türker vd., 1996; Ansal vd., 2001; Bakir vd., 2002).

1.2.13. Simav Fayı

19 Mayıs 2011 Simav depreminin dış merkezi Batı Anadolu'nun en önemli aktif tektonik yapılarından biri olan Simav Fay Zonu' na rastlar. Simav Fay Zonu Balıkesir

ilinin Sındırgı ve Afyonkarahisar ilinin Sincanlı ilçeleri arasında uzanır. Toplam 220 km uzunlukta, sağ yönlü doğrultu atımlı diri bir fay sistemidir. BKB-DGD genel doğrultulu olan fay zonu batıdan doğuya doğru Sındırgı, Simav, Şaphane, Banaz ve Sincanlı olarak adlandırılan beş alt fay segmentinden oluşur. Simav ovası, fay sistemi içinde gelişmiş en büyük yapısal çöküntüdür ve Simav ve Şaphane segmentleri arasındaki sağa sıçramalı bölgede gelişmiş açılmalı bir havzadır. Simav havzası güneyden ana fay, kuzeyden ise normal fayların oluşturduğu Naşa Fay Zonu tarafından sınırlandırılmıştır (Şekil 1.2). Simav fay zonunda bu deprem öncesinde son yüzyılda meydana gelen en büyük deprem $M=6.2$ büyüklüğündeki 1944 Şaphane depremidir. Bu deprem fayın Şaphane segmenti üzerinde gelişmiştir. Bölgede son yüzyılda meydana gelmiş en yıkıcı deprem olan $M_S=7.2$ büyüklüğündeki 1970 Gediz depremi ise Simav fayı zonu ile ilişkili olmayıp, Emet-Gediz fay zonundan kaynaklanmıştır. Simav fay zonunun doğrultu atımlı ana segmentleri üzerinde gözlenen sağ yönlü yer değiştirmeler zondaki doğrultu atımlı fay segmentlerinin, Holosen' de (son on bin yıl) yüzey faylanması gelişen büyüklükteki ($M_w \geq 7.0$) depremlere kaynaklık ettiğini göstermektedir. (MTA Simav depremi raporu)

1.2.14. Ula - Ören Fay Zonu

Bu fay zonu, Muğla doğusunda Muğla-Yatağan fay zonundan dar bir açı yapacak şekilde ayrılarak BGB doğrultusunda uzanır. Bu fay zonunun karadaki toplam uzunluğu 60 km civarında olup, Ören'in batısında denize girerek İstanköy adasının güneyini izleyerek batıya doğru devam etmektedir. Bu fay zonu, K74D 77GD yönelime sahip olup, listrik normal fay karakteri taşımaktadır. Bu faylanma sonucu güney blok kuzeyine göre 500 m civarında aşağıya doğru kaymıştır.

1.2.15. Sultandağı, Tatarlı ve Kumdanlı Fayları

Batı Anadolu bölgesinin doğu kısmındaki aktif faylar Sultandağı, Tatarlı ve Kumdanlı faylarıdır. Sultandağı fay zonu 37 km uzunluğa, 7 km derinliğe sahip ve sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. İlk başlarda bindirme olarak gelişen deformasyon türü daha sonraları normal deformasyon türü olarak devam etmektedir. Tatarlı ve Kumdanlı fayları ise sol yönlü oblik faylardır (Alp vd., 2006).

1.3. Literatür Özeti

Tanımsal (deterministik) yaklaşıma dayalı Türkiye' nin ilk resmi sismik tehlike haritası 1945' de Bayındırlık ve İskan Bakanlığı tarafından hazırlanmıştır. Daha sonra Ergunay (1976) tarafından yapılan sismik tehlike haritası, 1945–1970 yılları arasında yapılan çok sayıda rapor ve makalelerin derlenmesinden sonra şekillendirilmiştir. Türkiye' deki sismik tehlike analizlerinde olasılıksal (probabilistik) yaklaşımların kullanımı ise ilk kez Erdik vd. (1985) tarafından yapılmıştır. Ayrıca, Türkiye' nin mevcut sismik tehlike bölgelendirme haritası Gülkan vd. (1993) tarafından hazırlanmıştır. Bu haritada Türkiye 5 bölgeye ayrılmıştır. Ayrıca, Alptekin (1978), 1900–1961 yılları arasındaki depremleri kullanarak tüm Türkiye' yi kapsayan magnitüd-deprem sayısı ilişkilerini hesaplamak için geniş bir çalışma yapmış ve Türkiye' yi 13 farklı bölgeye ayırmıştır. Erdik vd. (1999) son yıllarda geliştirilen soğurulma ilişkilerini kullanarak olasılık yöntemi ile Türkiye ve civarı için sismik tehlike analizlerini yapmışlar ve sismik kaynak zonlarının ideal bir görüntüsünün jeoloji, tektonik, paleosismoloji, tarihsel ve aletsel sismoloji ve diğer neotektonik özelliklerin birlikte değerlendirilmesi ile yapılabileceğini ifade etmişlerdir.

Jiménez vd. (2001), tüm Akdeniz' i içine alan birleşik bir sismik tehlike modeli oluşturabilmek için sismojenik modeller üzerinde mevcut verilerin birleştirilmesine dayalı tekdüze bir kaynak modeli kullanmıştır. Bunun için ulusal bölgelendirmeler ve belirgin zonlar eklenmiş, farklı yaklaşımlardan kaynaklanan etkileri ortadan kaldırmak için farklı bölgeler arasında kalan sınır alanlarındaki kaynaklar yeniden modellenmiş ve yeterli bilginin olmadığı sismik alanlarda yeni sismik bölgeler modellenmiştir. Her bir bölge için tekdüze bir sismik hareket kabul edilmiş, magnitüd-frekans parametreleri ve beklenen maksimum magnitüd sismik kataloğa dayalı olarak hesaplanmış ve sonuçta beklenen yer hareketi uygun soğurulma ilişkileri kullanılarak hesaplanmıştır.

Kayabalı ve Akın (2003), Türkiye'nin sismik tehlike haritasının yeniden yapılandırılması amacıyla yaptığı çalışmada Erdik vd. (1985) ve Yaltırak vd. (1998) tarafından yapılan çalışmaları temel alarak Türkiye' yi 14 farklı sismik bölgeye ayırmıştır. Türkiye' deki sismik tehlikeyi modelleyebilmek için olasılık yaklaşımı kullanılarak Joyner ve Boore (1988) tarafından geliştirilen güçlü yer hareketi soğurulma ilişkileri kullanılmış ve Bonilla vd. (1984) tarafından verilen fay kırık uzunluğu ve deprem magnitüdü arasındaki deneysel ilişki kullanılarak her bir bölge için maksimum deprem magnitüdü hesaplanmıştır.

Kayabalı ve Akın (2003), olasılık yaklaşımı kullanılarak Türkiye’deki sismik tehlikenin modellenmesinin aletsel kayıtlar göz önüne alındığında tatmin edici olmadığını ve dolayısıyla bu haritaların oluşturulmasında deterministik yaklaşımlarla daha güvenilir sonuçların elde edilebileceğini ifade etmişlerdir. Yaptıkları çalışmada, küçük ve büyük tüm aktif fayları ana fay sistemleriyle birlikte değerlendirmişler, Wells ve Coppersmith (1994) tarafından önerilen modeli kullanarak bu fay sistemlerinin üretebileceği maksimum deprem magnitudünü hesaplamışlardır.

Bayrak vd. (2002), Türkiye’ nin farklı bölgeleri için sismik tehlike parametreleri arasında ilişkiler hesaplamak ve bu parametreler arasındaki ilişkileri irdelemek amacıyla, Türkiye’ nin tektonik yapısını ve depremlerin episantr dağılımlarını dikkate alarak Türkiye’ yi sekiz farklı bölgeye ayırmışlar ve farklı kaynaklardan derlenen deprem kataloglarını yüzey dalgası magnitudüne (M_s) göre homojen hale getirmişlerdir. Yaptıkları çalışmada, birinci bölge olarak Kuzey Anadolu Fay Zonu’ nun (KAFZ) Marmara kısmını, ikinci bölge olarak KAFZ’ nun Anadolu kısmını, üçüncü bölge olarak Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu’ nu (KDAFZ) ve Kafkasları, dördüncü bölge olarak Bitlis-Zagros Bindirme Zonu’ nu (BZBZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu’ nu (DAFZ), beşinci bölge olarak Kıbrıs Yayı’ nı, altıncı bölge olarak Ege Yayı’ nın bir kısmını, yedinci bölge olarak Batı Anadolu Graben Sistemi’ ni (BAGS) ve sekizinci bölge olarak ise Orta Anadolu Fay Sistemi’ ni (OAFS) içine alan bölgeleri kabul etmişlerdir. Bayrak vd. (2008), Türkiye ve civarını 24 farklı bölgeye ayırmıştır ve bu tez çalışmasında, bu bölgelendirme kullanılmıştır.

Sayıl ve Osmaşahin (2008) en küçük kareler yöntemi kullanılarak Batı Anadolu için b değerleri hesaplamıştır. Çalışma alanları 36^0-40^0K ve 26^0-32^0D koordinatları arasındadır ve eliptik bölgelendirme ile çalışma alanı 13 alt bölgeye ayrılmıştır. Sayıl ve Osmaşahin (2008) tarafından yapılan çalışmada bulunan b değerleri 0.42 ile 0.66 arasında değişmektedir.

b ve D_C değerleri arasındaki ilişki son otuz yıldan beri araştırılan bir konu haline gelmiştir (Aki 1981; King 1983; Turcotte, 1986; Hirata, 1989; Wang, 1991; Öncel vd., 1996; Henderson vd., 1999; Legrand, 2002; Wyss vd. 2004; Mandal ve Rastogi, 2005). Literatürde bu değerler arasında hem pozitif (Guo ve Ogata, 1995; Legrand, 2002; Pascua vd., 2003; Öncel ve Wilson, 2002) hem de negatif ilişki (Hirata, 1989; Henderson vd., 1994; Öncel vd., 1996; Wang ve Lee, 1996) olduğu belirlenmiştir. Bazı durumlarda ise hem pozitif hem de negatif ilişki rapor edilmiştir (Henderson vd. 1999; Mandal ve Rastogi 2005; Mandal vd. 2005).

Öncel vd. (1996) Kuzey Anadolu Fayı için b ve D_C değerlerinin zamana göre değişimlerini aletsel dönem katalog için (1900-1992) 4,5' den büyük depremler kullanılarak incelemiştir. Bu çalışmada belirgin bir negatif ilişki (ilişki katsayısı $(r)=-0,85$) ve magnitudü 7,0'dan büyük depremlerden önce b değerinin düştüğünü D_C değerinin ise arttığını belirlemişlerdir.

Öncel vd. (1995) Kuzey Anadolu Fayının batı kısmı (Marmara Denizi ve civarı) için aletsel dönem katalog kullanılarak (1900-1992) ve magnitudü 4,5' den büyük depremler için b ve D_C arasındaki ilişkiyi incelemiştir. Yapılan çalışmalarda bu iki parametre arasında zayıf bir negatif ilişki olduğu (ilişki katsayısı $(r)=-0,56$) ortaya konulmuştur.

Wyss vd. (2004) Kaliforniya'daki San Andreas fayında asperiteli ve bariyerli kısımlar için bu iki parametre arasında nasıl bir ilişki olduğunu araştırmışlardır. Her iki kısım için de farklı sonuçlar elde etmişlerdir. Asperiteli kısım için $D_C=2b$, bariyerli kısım için $D=b$ ve dolayısıyla her iki kısım için $D_C=1,5b$ sonucu elde edilmiştir.

Barton vd. (1999) Kaliforniya'daki Long Valley bölgesindeki 1997-1998 yılları arasında oluşan deprem fırtınası için b ve D_C arasındaki ilişkiyi araştırmışlardır. Zamana göre hesaplanan parametrelere bakıldığında, b değerinin arttığı yerde D_C değerinin düştüğü veya b değerinin azaldığı yerde D_C değerinin arttığı gözlenmiştir.

Bhattacharya vd. (2010) Hindistan'ın kuzeydoğusundaki deprem aktivitesinin yüksek olduğu bölgenin yapısını incelemek için sismik tomografi, fraktal boyut ve b -değerlerinin haritalanması işlemlerini yapmışlardır. Bu çalışmada b ve D_C değerleri arasında pozitif bir ilişki belirlemişlerdir. Bu pozitif ilişkinin nedenleri olarak; bölgenin karmaşık tektonik yapısı, gerilim durumu ve enerjinin uzun zaman periyodunda azalması gibi nedenlerden kaynaklandığı belirtilmiştir.

Roy (2011) 1964-2007 yılları arasında oluşmuş 8000 deprem (bunlardan yaklaşık 3000 tanesi 26 Aralık 2004, $M_w=9.3$ büyüklüğündeki depremin artçı şokları) kullanılarak b ve D_C değerlerinin haritalanması yapılarak bölgedeki dalma batma zonunun sismik karakteristik yapısı ortaya koyulmuştur. Bu çalışmada bölgedeki yüksek gerilim ve asperiteli yapılar nedeniyle b ve D_C değerleri arasında pozitif bir ilişki elde edilmiştir.

Chen vd. (2006) 1999 Chi-Chi, Taiwan depreminin ($M_L=7,3$) artçı şoklarının analizi için b ve D_C parametreleri kullanılmıştır. 6 aylık bir dönemde oluşan artçı şoklar kullanılarak yapılan hesaplamalarda b ve D_C değerleri arasında pozitif bir ilişki elde edilmiş ve bu sonucun Aki'nin (1981) ortaya koyduğu $D_C=3b/c$ ilişkisi ile uyumlu olduğu belirlenmiştir.

Porrohan ve Teimournegad (2010) 1990 yılında meydana gelen Roudbar-Tarom (İran'ın Kuzeybatısı) depreminin tahmin edilebilirliğini göstermek için 1967-1990 yılları arasındaki depremler kullanılarak b ve D_C değerlerinin zamana göre değişimlerini hesaplamışlardır. Hesaplamalarda b ve D_C değerlerinin deprem öncesi negatif ilişki gösterdiğini belirlemişlerdir.

Vinciguerra vd. (2001) Etna yanardağı civarındaki sismik aktivite öncesi b ve D_C değerlerinin değişimini incelemiştir. Çalışmada 1983-1996 yılları arasında lokal alanda kaydedilmiş depremleri kullanmıştır. Çalışma sonucunda sismik aktiviteler önce b ve D_C değerleri arasında negatif bir ilişki belirlemiştir ve volkanlardaki aktivitenin araştırılmasında kullanılabileceğini belirtmiştir.

Polat vd. (2008) Ege bölgesinin deprem tehlikesini belirlemek için b ve D_C değerlerinin zamana ve mekana göre incelemesini yapmışlardır. Çalışmalarında aletsel dönem de oluşmuş 14289 adet deprem verisi kullanılmıştır. b ve D_C değerlerinin zaman içerisindeki değişimine bakıldığında bu iki parametre arasında negatif bir ilişki olduğu belirlenmiştir.

Singh vd. (2008) Hindistan'ın batısındaki Koyna-Warna rezervuar alanındaki tetiklemelerden dolayı oluşan depremleri incelemek için b ve D_C değerlerini kullanmışlardır. Çalışmada 1996-2005 yılları arasında oluşmuş yaklaşık 1000 adet deprem verisi kullanılmıştır. Çalışma alanı $0,05^0 \times 0,05^0$ lik gridlere bölünmüş ve her bir grid için b ve D_C değerleri hesaplanarak kontörlenmiştir. Çalışmanın sonucunda b ve D_C parametreleri arasında pozitif bir ilişki elde edilmiş ve bunun nedeni olarak yavaş bir şekilde yükselen gerilime bağlı olduğunu belirtmişlerdir.

Enescu ve Ito (2001) 1995 Kobe depreminin öncesi ve sonrasında b ve D_C değerlerinin zamana ve mekana göre değişimini incelemişlerdir. Depremden yaklaşık 2 yıl önce b ve D_C değerlerindeki değişimlerin gözlenmeye başladığını belirtmişlerdir. Değişimin negatif olduğu ve 1994 yılında D_C de bir azalım b değerinde ise bir artış gözlenmiştir. Bunun nedeni olarak Kobe depremi öncesi sismik aktivitenin artmasından kaynaklandığı belirtilmiştir. Ana şoktan hemen önce ise b değerinde keskin bir düşüş gözlenmiştir. Değerlerdeki bu değişimin depremin önceden tahmin edilebilirliğini ortaya koymuştur.

Moldovan vd. (2005) Fagaraş (Romanya) bölgesinde depremleri zamana ve mekana göre incelemişlerdir. İncelemede b ve D_C değerleri kullanılmıştır. Yapılan çalışmalar sonucunda bu iki parametre arasında negatif bir ilişki olduğu belirlenmiştir.

Tosi (1998) Umbria-Marche (İtalya) bölgesinde 1978-1997 yılları arasında magnitüdü 2.5 ten büyük 2028 deprem kullanarak fraktal boyutun zaman içindeki değişimini incelemiş ve büyük depremlerden önce D_C değerinde bir düşüş gözlemlemiştir. Depremlerden sonra ise D_C de tekrar bir artış meydana gelmiştir.

Hirata (1989) Tohoku bölgesinde (Japonya) 1926-1986 yılları arasında oluşan derinliği 60 km.'den küçük ve magnitüdü 5.5' ten büyük depremlerin kullanılarak b ve D_C değerleri arasındaki ilişki araştırılmıştır. b değeri en büyük olasılık yöntemiyle, D_C değeri ise korelasyon integrali kullanılarak hesaplamıştır. Zamana göre hesaplanan b ve D_C değerlerine bakıldığında aralarında negatif bir ilişki gözlemiştir ($D_C=2.3-0.73b$). Elde edilen bu ilişki Aki (1981)' nin ifade ettiği $D=3b/c$ ($c \approx 1.5$) ile uyumlu olmadığı ve bu uyumsuzluğun nedeni olarak ise Aki (1981)' nin çalışmasındaki fraktal boyutun (D) fay geometrisine bağlı olan kapasite boyutu olduğu ve bu nedenden dolayı iki ilişki arasında farklılık gözlenmiştir.

Mandal ve Rastogi (2005) 2001 yılında Hindistan'da meydana gelen Bhuj depreminin ($M_w=7.7$) artçı şoklarının fraktal sismisite ve b değerinin değişimini incelemişlerdir. Zaman ve mekana göre b ve D_C değerlerinin değişimini belirlemek için magnitüdü 3.0 den büyük 997 adet artçı deprem kullanılmıştır. Depremden sonraki ilk iki ay boyunca b değeri yüksek, D_C değeri ise düşük olarak gözlenmiştir. Bunun nedeni olarak ana şoktan sonra magnitüdü büyük depremlerin sayısının fazla oluşu ve depremlerin daha geniş bir alanda gözlenmesinden kaynaklandığı belirtilmiştir. Ana şoktan ilk iki ay geçtikten sonra b ve D_C değerleri arasında pozitif bir korelasyon gözlenmiştir. Bu parametreler arasındaki pozitif korelasyona anaşoktan iki ay sonra gözlenen depremlerin belli bir alanda bulunması ve depremlerin magnitüdlerinin giderek küçülmesi olarak belirtilmiştir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Türkiye ve Civarı İçin Yapılan Sismik Tehlike Değerlendirmelerinde Kullanılan Sismik Kaynak Bölgeleri

Bayındırlık ve İskan Bakanlığı tanımsal (deterministik) yaklaşıma dayalı Türkiye' nin ilk resmi sismik tehlike haritasını 1945 yılında hazırlamıştır. Daha sonra Ergunay (1976) tarafından yapılan sismik tehlike haritası, 1945–1970 yılları arasında yapılan çok sayıda rapor ve makalelerin derlenmesinden sonra şekillendirilmiştir. Türkiye' deki sismik tehlike analizlerinde olasılıksal (probabilistik) yaklaşımların kullanımı ise ilk kez Erdik vd. (1985) tarafından yapılmıştır. Ayrıca, Türkiye' nin mevcut sismik tehlike bölgelendirme haritası Gülkan vd. (1993) tarafından hazırlanmıştır. Bu haritada Türkiye 5 bölgeye ayrılmıştır. Ayrıca, Alptekin (1978), 1900–1961 yılları arasındaki depremleri kullanarak tüm Türkiye' yi kapsayan magnitüd-deprem sayısı ilişkilerini hesaplamak için geniş bir çalışma yapmış ve Türkiye' yi 13 farklı bölgeye ayırmıştır. Erdik vd. (1999) son yıllarda geliştirilen soğurulma ilişkilerini kullanarak olasılık yöntemi ile Türkiye ve civarı için sismik tehlike analizlerini yapmışlar ve sismik kaynak zonlarının ideal bir görüntüsünün jeoloji, tektonik, paleosismoloji, tarihsel ve aletsel sismoloji ve diğer neotektonik özelliklerin birlikte değerlendirilmesi ile yapılabileceğini ifade etmişlerdir.

Jiménez vd. (2001), tüm Akdeniz' i içine alan birleşik bir sismik tehlike modeli oluşturabilmek için sismojenik modeller üzerinde mevcut verilerin birleştirilmesine dayalı tekdüze bir kaynak modeli kullanmıştır. Bunun için ulusal bölgelendirmeler ve belirgin zonlar eklenmiş, farklı yaklaşımlardan kaynaklanan etkileri ortadan kaldırmak için farklı bölgeler arasında kalan sınır alanlarındaki kaynaklar yeniden modellenmiş ve yeterli bilginin olmadığı sismik alanlarda yeni sismik bölgeler modellenmiştir. Her bir bölge için tekdüze bir sismik hareket kabul edilmiş, magnitüd-frekans parametreleri ve beklenen maksimum magnitüd sismik kataloğa dayalı olarak hesaplanmış ve sonuçta beklenen yer hareketi uygun soğurulma ilişkileri kullanılarak hesaplanmıştır.

Kayabalı ve Akın (2003), Türkiye' nin sismik tehlike haritasının yeniden yapılandırılması amacıyla yaptığı çalışmada Erdik vd. (1985) ve Yaltırak vd. (1998) tarafından yapılan çalışmaları temel alarak Türkiye' yi 14 farklı sismik bölgeye ayırmıştır. Türkiye' deki sismik tehlikeyi modelleyebilmek için olasılık yaklaşımı kullanılarak Joyner

ve Boore (1988) tarafından geliştirilen güçlü yer hareketi soğurulma ilişkileri kullanılmış ve Bonilla vd. (1984) tarafından verilen fay kırık uzunluğu ve deprem magnitudü arasındaki deneysel ilişki kullanılarak her bir bölge için maksimum deprem magnitudü hesaplanmıştır.

Kayabalı ve Akın (2003), olasılık yaklaşımı kullanılarak Türkiye’deki sismik tehlikenin modellenmesinin aletsel kayıtlar göz önüne alındığında tatmin edici olmadığını ve dolayısıyla bu haritaların oluşturulmasında deterministik yaklaşımlarla daha güvenilir sonuçların elde edilebileceğini ifade etmişlerdir. Yaptıkları çalışmada, küçük ve büyük tüm aktif fayları ana fay sistemleriyle birlikte değerlendirmişler, Wells ve Coppersmith (1994) tarafından önerilen modeli kullanarak bu fay sistemlerinin üretebileceği maksimum deprem magnitudünü hesaplamışlardır.

Bayrak vd. (2002), Türkiye’ nin farklı bölgeleri için sismik tehlike parametreleri arasında ilişkiler hesaplamak ve bu parametreler arasındaki ilişkileri irdelemek amacıyla, Türkiye’ nin tektonik yapısını ve depremlerin episantr dağılımlarını dikkate alarak Türkiye’ yi sekiz farklı bölgeye ayırmışlar ve farklı kaynaklardan derlenen deprem kataloglarını yüzey dalgası magnitudüne (M_s) göre homojen hale getirmişlerdir. Yaptıkları çalışmada, birinci bölge olarak Kuzey Anadolu Fay Zonu’ nun (KAFZ) Marmara kısmını, ikinci bölge olarak KAFZ’ nun Anadolu kısmını, üçüncü bölge olarak Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu’ nu (KDAFZ) ve Kafkasları, dördüncü bölge olarak Bitlis-Zagros Bindirme Zonu’ nu (BZBZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu’ nu (DAFZ), beşinci bölge olarak Kıbrıs Yayı’ nı, altıncı bölge olarak Ege Yayı’ nın bir kısmını, yedinci bölge olarak Batı Anadolu Graben Sistemi’ ni (BAGS) ve sekizinci bölge olarak ise Orta Anadolu Fay Sistemi’ ni (OAFS) içine alan bölgeleri kabul etmişlerdir. Bayrak vd. (2008), Türkiye ve civarını 24 farklı bölgeye ayırmıştır. Bu 24 bölgeden 10., 11., 12., 13., 14., 15., 16., 17. ve 18. bölgeler bu tezdeki çalışma alanına denk gelen bölgelere karşılık gelmektedir. 10., 11. ve 12. bölgeler Ege yayı ve Ege adalarını çevreleyen bölgelerdir. 14. ve 15. bölgeler ise Büyük Menderes grabeni ve Gediz grabenini içermektedir. 16., 17. ve 18. bölgeler ise sırası ile Sultandağı fayı, Kütayha fayı ve İnönü-Dodurga faylarını içermektedir.

Türkiye ve civarı sismik olarak oldukça aktif bir tektonik yapıya sahiptir. Tarih boyunca Türkiye ve civarında birçok hasar yapıcı deprem meydana gelmiştir. Bu bakımdan birçok araştırmacı tarafından bölge, deprensellik çalışmaları açısından incelenmiş ve bölgenin tektonik yapısı ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Türkiye’de meydana gelen tüm depremler incelendiğinde, depremlerin belli tektonik kuşaklar ve bölgeler üzerinde

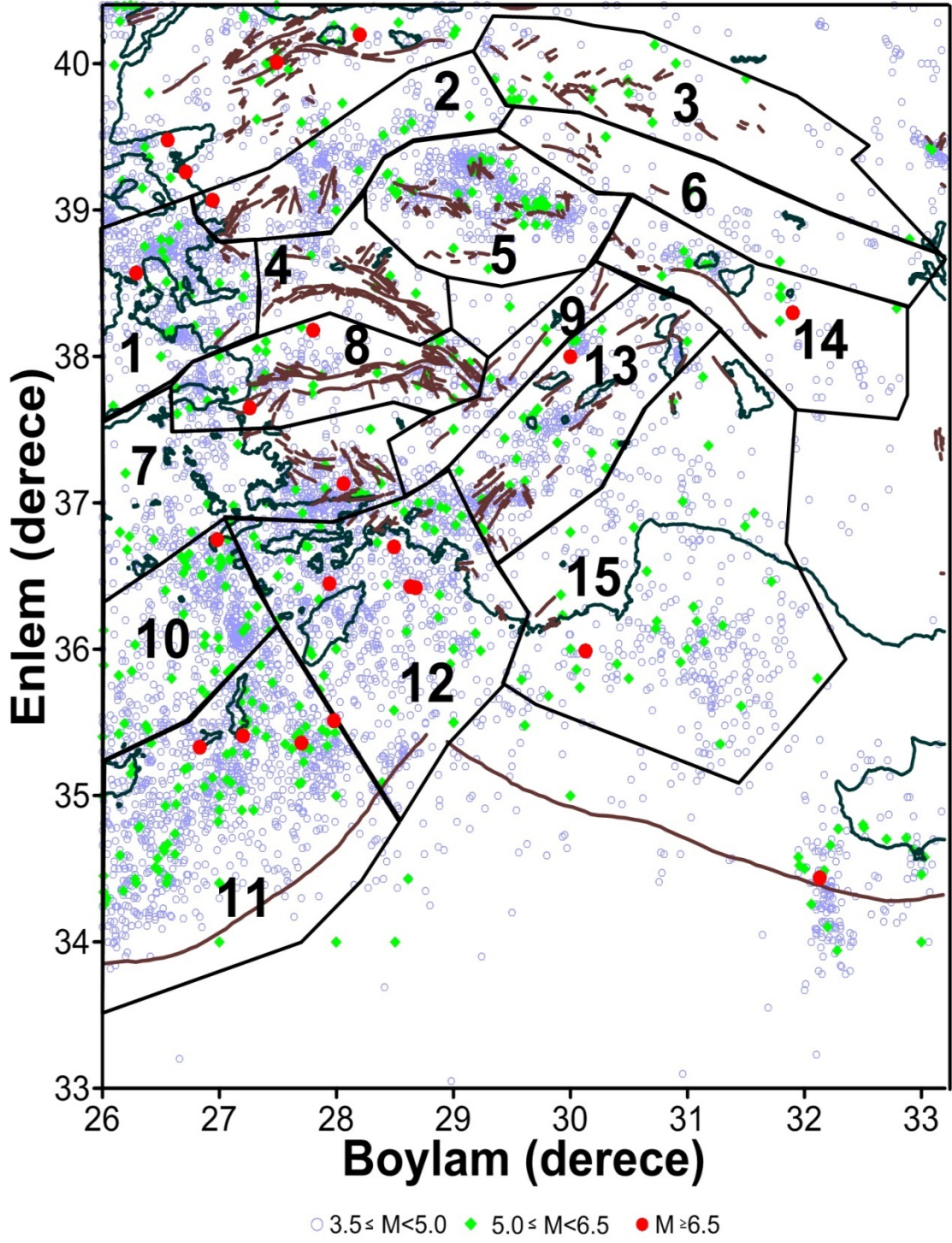
yoğunlaştığı görülür. Dağılım itibariyle depremlerin yoğun olduğu bölgeler İzmit, Sakarya, Bolu, Kastamonu, Bingöl ve Erzincan gibi büyük deprem bölgelerini içine alan KAFZ, Erzurum' un içinde bulunduğu KDAFZ, Bitlis ve Elazığ' ı içine alan BZBZ, Adana ve Malatya boyunca uzanan DAFZ, tüm BAGS, Ege ve Kıbrıs Yayları olarak görülmektedir. OAFS' ni içine alan bölgede ise sismik aktivite diğer bölgelerden oldukça azdır. Sismik tehlikeyi bölgelendirmek için depremlerin episantr dağılımları ve tektonik yapılar dikkate alınmalıdır. Birçok araştırmacı tarafından yapılan bölgelendirme haritalarında sismik tehlike değerlendirmeleri bu tektonik kuşakları içine alan sismik bölgeler dikkate alınarak yapılmıştır. Bu araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalar ve bölgelendirmeler de göz önüne alınarak, magnitudü (M_s) 3.5 ve daha büyük olan aletsel ve tarihsel depremlerin episantr dağılımları ve mevcut tektonik yapı ve odak mekanizması çözümleri de dikkate alınarak yapılan bölgelendirme işlemi sonucunda Türkiye'nin batısı 15 farklı kaynak bölgeye ayrılmıştır (Şekil 2.1.). Birinci bölge Urla ve civarı ile Aliğa fayını, ikinci bölge Akhisar civarı ile Akhisar fayını, üçüncü bölge Kütahya civarı ile Eskişehir ve İnönü-Dodurga fay zonlarını, dördüncü bölge Tire civarı ile Gediz Grabenini, beşinci bölge Uşak civarı ile Simav, Gediz-Dumlupınar faylarını, altıncı bölge Afyon civarı ile Kütahya fay zonunu, yedinci bölge Bodrum civarı ile Karova-Milas, Muğla-Yatağan faylarını, sekizinci bölge Büyük Menderes Grabenini, dokuzuncu bölge Burdur civarı ile Dozkırı-Çardak, Sandıklı faylarını, onuncu bölge Ege adalarını, on birinci bölge Ege Yayını, on ikinci bölge Rodos civarı ile Ege Yayını, Marmaris, Köyceğiz, Fethiye faylarını, on üçüncü bölge Gölhisar-Çameli, Acıgöl, Tatarlı Kumdanlı Fayları, Dinar Grabenini, on dördüncü bölge Sultandağı fayını, on beşinci bölge Kaş ve Beyşehirgölü faylarını içine almaktadır. Genel tektonik yapılar dikkate alınacak olursa çalışmada düşünülen 15 farklı kaynak bölge şu şekilde sıralanabilir (Bayrak ve Bayrak, 2012):

1. Bölge; Aliğa Fayı
2. Bölge; Akhisar Fayı
3. Bölge; Eskişehir, İnönü Dodurga Fay zonları
4. Bölge; Gediz Graben
5. Bölge; Simav, Gediz-Dumlupınar Fayları
6. Bölge; Kütahya Fay Zonu
7. Bölge; Karova-Milas, Muğla-Yatağan Fayları
8. Bölge; Büyük Menderes Graben

9. Bölge; Dozkırı-Çardak, Sandıklı Fayları
10. Bölge; Ege Adaları
11. Bölge; Ege Yayı
12. Bölge; Ege Yayı, Marmaris, Köyceğiz, Fethiye Fayları
13. Bölge; Gölhisar-Çameli, Acıgöl, Tatarlı Kumdanlı Fayları, Dinar Graben
14. Bölge; Sultandağı Fayı
15. Bölge; Kaş ve Beyşehirgözü Fayları

2.2. Çalışmada Kullanılan Deprem Verisi

Bu çalışmada Bayrak vd. (2008) tarafından hazırlanan deprem kataloğu kullanılmıştır. Bu kataloğu hazırlayabilmek için Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü (BÜKRDAE), Ulusal Deprem İzleme Merkezi (UDİM), TÜBİTAK (URL-1, 2006), TURKNET (URL-3, 2006), International Seismological Centre (ISC); URL-4, 2006), Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS; URL-6, 2006) kataloglarından faydalanılmıştır. Katalog, depremlerin tarihlerini, oluş zamanlarını, farklı magnitüd değerlerini (M_S : yüzey dalgası magnitüdü M_b : cisim dalgası magnitüdü, M_D : süreye bağlı magnitüd, M_L : yerel magnitüd M_W : moment magnitüdü), coğrafik koordinatlarını ve derinlik bilgilerini içermektedir. Ayrıca, katalog içerisinde belirgin magnitüd değerleri olmayan depremler TURKNET (URL-4, 2006), TURKNET (International Seismological Centre (ISC); URL-5, 2006), Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS; URL-6, 2006) ve TÜBİTAK(URL-2, 2006) kataloglarından tamamlanmıştır. TURKNET tarafından hazırlanan katalogdan 1991–2005 arasındaki, TURKNET (ISC) tarafından hazırlanan katalogdan 1900–2002 arasındaki, IRIS tarafından hazırlanan katalogdan 1974–2005 arasındaki ve TÜBİTAK tarafından hazırlanan katalogdan ise 1900–2005 yılları arasındaki magnitüdü eksik olan depremler BÜKRDAE kataloğuna eklenmiştir. 1900 yılından önceki deprem verileri GSHAP kataloğundan alınmıştır. 2005 yılından 2011 yılına kadar olan kısım ise BÜKRDAE kataloğundan eklenmiştir. Katalogda toplam 69182 adet deprem verisi kullanılmıştır. Çalışmada tarihsel veri ile birlikte 1900 yılından 2011 yılı Mart ayının sonuna kadar olan bütün depremler kullanılmıştır. Bu çalışmada kullanılan katalog M_S magnitüdü için homojendir.



Şekil 2.1. Batı Anadolu'da mevcut tektonik yapı ve aletsel dönemde oluşmuş depremlerin episantr dağılımları, önceden yapılan çalışmalar ve odak mekanizması çözümleri de dikkate alınarak yapılan bölgelendirme (Bayrak ve Bayrak, 2012).

2.3. Süreklilik Analizi

Sismik tehlike çalışmalarında, yüksek kalitede sonuçlar elde etmek için maksimum sayıdaki uygun veri kullanılmalıdır. Süreklilik, herhangi bir bölge için belirli bir zaman ve magnitüd aralığında yer alan depremlerin, deprem sayısı-zaman dağılımının incelenmesidir. Magnitüde bağlı olarak belirli zaman aralıklarında oluşan deprem sayılarının hesaplanması ile elde edilen deprem sayısı-zaman ilişkileri kullanılarak, bir kataloğun hangi yıllar ve magnitüdü aralığında sürekli olduğu araştırılır.

Tablo 2.1' de her bölge için farklı yıl aralıklarındaki kesme magnitüdü değerleri hazırlanmıştır. Birçok katalogda magnitüd sürekliliği zamanla değişmektedir ve genellikle günümüzden geçmişe doğru azalmaktadır. Bu yüzden tamamlanmış kataloglardaki minimum magnitüdü, deprensellik ile ilişkili olan bu çalışmada önemli bir parametre teşkil etmektedir. Magnitüd sürekliliği, değişken deprensellik parametrelerinin güvenilirliği için gereklidir. Bu sebeple çalışmada kullanılan katalog tarihsel depremler ile 2011 yılının Mart ayına kadar olan dönemi ve 15 farklı kaynak zonunu içerecek şekilde hazırlanmıştır.

Tablo 2.1' de görüldüğü gibi her bölgede belirli yıllar için ayrı ayrı kesme magnitüdü uygulanmıştır. 1. bölgede 1644-1904 yılları arasındaki veriye uygulanan kesme magnitüdü $M_s \geq 6.0$, 1904-1942 yılları arasında olan olaylar için hesaplanan kesme magnitüdü değeri $M_s \geq 5.0$, 1942-1976 yılları aralığı için $M_s \geq 4.1$, 1976-1994 aralığı için $M_s \geq 3.3$, 1994-2005 aralığı için $M_s \geq 2.6$ ve 2005 yılından 2011 yılına kadar olan olaylar için uygulanan kesme magnitüdü ise $M_s \geq 2.2$ olarak hesaplanmıştır. 1644 yılından önceki veri sürekli olmadığı için bu dönemi kapsayan veri için belli bir kesme magnitüdü uygulanamamıştır. 2. bölge için 1625 yılından önceki olaylar, 3. bölgede 1794 yılından önceki olaylar, 4. bölgede 1595, 5. bölgede 1896, 6. bölgede 1919, 7. bölgede 1769, 8. bölgede 1646, 9. bölgede 1717, 10. bölgede 1918, 11. bölgede 1910, 12. bölgede 1303, 13. bölgede 1875, 14. bölgede 1795, 15. bölgede 1717 yıllarından önceki veri sürekli olmadığı için bu dönemlerde meydana gelmiş olan olaylar için kesme magnitüdü uygulanamamıştır.

Tablo 2.2' de 15 farklı kaynak bölge için gözlenmiş maksimum magnitüd değerleri ve bunların tarih ve konumları verilmiştir. Tablo 2.3'de ise magnitüdü 6,5'den büyük depremlerin magnitüd değerleri ile bunların tarih ve konumları (enlem ve boylam) verilmiştir. En büyük gözlenmiş maksimum magnitüd değeri 8.0 ile 12. bölgedeki Rodos-Girit depremidir. 10. Bölgede meydana gelen magnitüdü 7.7 olan depremde ikinci en

büyük depremdir. Bu iki deprem Batı Anadolu ile ilişkilidir. Tabloda en küçük depremin 6. bölgedeki 5.3 magnitudlü Emirdağ civarında meydana gelen deprem olduğu görülmektedir. Tablo incelendiğinde 1., 2., 8., 10., 11., 12., 13. ve 14. bölgelerde meydana gelen en büyük depremlerin magnitudleri 7.0 ve daha büyüktür. Geriye kalan 3., 4., 5., 6., 7., 9. ve 15. bölgelerde ise 7.0' dan daha küçük değerler gözlenmiştir.

Tablo 2.1. 15 farklı kaynak bölgesi için süreklilik analizi (Bayrak ve Bayrak, 2012).

Bölge	Yıl	Kesme Magnitudü
1	2005	$M_S \geq 2.2$
	1994	$M_S \geq 2.6$
	1976	$M_S \geq 3.3$
	1942	$M_S \geq 4.1$
	1904	$M_S \geq 5.0$
	1644	$M_S \geq 6.0$
2	1990	$M_S \geq 2.1$
	1974	$M_S \geq 3.0$
	1942	$M_S \geq 4.0$
	1903	$M_S \geq 5.3$
	1625	$M_S \geq 6.0$
3	2005	$M_S \geq 2.1$
	1983	$M_S \geq 3.0$
	1940	$M_S \geq 4.0$
	1918	$M_S \geq 5.0$
	1794	$M_S \geq 7.0$
4	1990	$M_S \geq 2.2$
	1983	$M_S \geq 2.9$
	1965	$M_S \geq 4.0$
	1926	$M_S \geq 5.4$
	1595	$M_S \geq 6.4$
5	1992	$M_S \geq 2.0$
	1976	$M_S \geq 3.0$
	1957	$M_S \geq 4.1$
	1942	$M_S \geq 5.0$
	1896	$M_S \geq 6.5$
6	1993	$M_S \geq 2.0$
	1984	$M_S \geq 3.0$
	1970	$M_S \geq 4.0$
	1919	$M_S \geq 4.8$
7	2004	$M_S \geq 2.2$
	1989	$M_S \geq 3.1$
	1956	$M_S \geq 4.0$
	1926	$M_S \geq 5.2$
	1769	$M_S \geq 6.8$

Tablo 2.1'in devamı

8	1997	$M_s \geq 2.3$
	1977	$M_s \geq 3.0$
	1928	$M_s \geq 4.0$
	1904	$M_s \geq 5.0$
	1646	$M_s \geq 6.0$
9	1995	$M_s \geq 2.2$
	1983	$M_s \geq 3.0$
	1965	$M_s \geq 4.0$
	1920	$M_s \geq 5.1$
	1717	$M_s \geq 6.6$
10	1990	$M_s \geq 2.8$
	1974	$M_s \geq 4.0$
	1918	$M_s \geq 5.0$
11	1990	$M_s \geq 3.0$
	1975	$M_s \geq 4.0$
	1950	$M_s \geq 4.5$
	1910	$M_s \geq 5.1$
12	1994	$M_s \geq 2.3$
	1977	$M_s \geq 3.5$
	1959	$M_s \geq 4.2$
	1925	$M_s \geq 5.0$
	1303	$M_s \geq 6.2$
13	1995	$M_s \geq 2.3$
	1979	$M_s \geq 3.1$
	1950	$M_s \geq 4.0$
	1925	$M_s \geq 5.0$
	1875	$M_s \geq 7.4$
14	2000	$M_s \geq 2.1$
	1980	$M_s \geq 3.5$
	1956	$M_s \geq 4.3$
	1921	$M_s \geq 5.5$
	1795	$M_s \geq 6.6$
15	1993	$M_s \geq 2.6$
	1980	$M_s \geq 3.3$
	1951	$M_s \geq 4.3$
	1911	$M_s \geq 5.0$
	1717	$M_s \geq 6.6$

2.4. Batı Anadolu' nun Depremselliği

Türkiye oldukça aktif ve karmaşık bir tektonik yapıya sahiptir. Tarih boyunca Türkiye ve civarında birçok hasar yapıcı depremler meydana gelmiştir. Bölge Avrasya, Anadolu, Arap, Afrika ve Ege plakalarının hareketlerine bağlı olarak ilerde de deprem üretme potansiyeline sahiptir. Bölgede KAFZ, DAFZ ve Batı Anadolu Graben Sistemi önemli tektonik kuşakları oluşturmaktadır. Büyük depremlerin birçoğunun bu zonların üzerinde olduğu görülmüştür.

Batı Anadolu bölgesi Türkiye’de en çok deprem olan bölgedir. Bölgenin jeodinamik evriminde rol oynayan en önemli yapılar Ege Arkı ve Batı Anadolu açılma zonudur. Anadolu plakası Arap ve Avrasya plakalarının etkisi altındadır ve bu plakalar arasındaki hareketler sonucunda Anadolu plakası saatin tersi yönünde yıllık 24 mm/yıl lık bir hızla hareket etmektedir (McClusky vd., 2000).

Bu tür deprem tehlike çalışmalarında çalışılan bölgenin depremselliği oldukça önemli bir yer teşkil etmektedir. Batı Anadolu ve civarının depremselliği incelendiğinde günümüze kadar çok sayıda depremin meydana geldiği görülmektedir. Bu çalışmada 61915 adet deprem verisi kullanılmıştır. Bunlardan 61799 tanesi aletsel dönem, 116 tanesi ise tarihsel dönemde oluşmuş depremlerdir. 1. bölgede deprem sayısı-magnitüd grafiğine bakıldığında magnitüd değeri 3 olan depremlerin yoğunlukta olduğu görülmektedir (Şekil 2.2). Bu bölgede meydana gelen en büyük deprem 1688 yılında meydana gelen ve magnitüdü 7.5 olan depremdir (Tablo 2.2). 2. bölgede 18016 deprem incelenmiş ve depremlerin 2.0-3.0 magnitüd değerleri aralığında yoğunlaştığı gözlenmiştir. Bu bölgede meydana gelmiş en büyük deprem, magnitüdü 7.5 olan ve 1625 yılında meydana gelen depremdir. 3. bölgede depremler 2.0-3.0 magnitüd değerleri aralığında yoğunlaşmaktadır. Bu bölgede meydana gelmiş olan en büyük depremin 1794 yılında meydana gelen magnitüdü 7.0 olan depremdir. 4. bölgede 1718 olay incelenmiştir. Bu bölgede depremlerin magnitüdü 2.0-3.0 aralığında yoğunlaşarak bundan büyük magnitüdüde azaldığı görülmektedir. Bölgede meydana gelmiş olan en büyük deprem 1862 yılında meydana gelen 6.9 magnitüdü depremdir. 5. bölge de 5824 deprem incelenmiştir. 1896 yılında meydana gelmiş olan 6.5 büyüklüğündeki deprem en büyük depremdir. 6. bölgede 3270 olay incelenmiştir. Grafiğe bakıldığında magnitüdü 2.0-3.0 aralığındaki depremlerin fazla olduğu görülmektedir. Bu bölgede 1919 ve 1970 yıllarında Emirdağ civarında meydana gelmiş olan ve 5.3 büyüklüğündeki depremler en büyük depremdir. 7. bölgede 6444 olay incelenmiştir. Magnitüdü 2.0-3.0 aralığında olan depremlerin sayılarının fazla olduğu görülmektedir. Bu bölgede meydana gelmiş olan en büyük deprem 1869 yılında meydana gelen 6.8 büyüklüğündeki depremdir. 8. bölge için incelenen deprem sayısı 4499’ dur. Bu bölgede en büyük deprem 1702 yılında meydana gelmiş olan 7.5 büyüklüğündeki depremdir.

Tablo 2.2. Farklı 15 sismik bölge için günümüze kadar gözlenen en büyük magnitüdü depremler ve maruz kaldıkları tektonik yapılar

Bölge	Maksimum Gözlenen Magnitüd (M_s)	Tarih (Ay.Gün.Yıl)	Yer	Tektonik Yapılar
1	7.5	07.12.1688	İzmir Körfezi	Orhanlı Fay Zonu
2	7.0	05.18.1625	Soma civarı	Bergama-Zeytindağı Fay Zonu
3	7.0	08.05.1794	Karahisar civarı	İnönü-Dodurga Fay Zonu
4	6.9	11.03.1862	Turgutlu-Salihli arası	Gediz Grabeni
5	6.5	04.16.1896	Simav civarı	Simav Fayı
6	5.30	05.27.1919	Emirdağ civarı	Kütahya Fay Zonu
7	6.8	12.01.1869	Marmaris-Ula arası	Karova-Milas Fayı
8	7.5	02.25.1702	Denizli civarı	Büyük Menderes Grabeni
9	6.6	11.19.1717	Cankurtaran civarı	Sandıklı Fayı
10	7.7	06.26.1926	Rodos	Muğla ve Rodos
11	7.1	02.09.1948	Karpathos Adası (Ege Denizi)	Ege Yayı
12	8.0	08.08.1304	Rodos-Girit-Kıbrıs	Muğla ve Rodos
13	7.0	05.03.1875	Sazlıca Gölü civarı	Acıgöl Fayı
14	7.0	04.09.1931	Orhaniye civarı	Sultandağı Fayı
15	6.80	03.18.1926	Ege Denizi	Kaş Fayı

Tablo 2.3. Batı Anadolu'daki 15 farklı kaynak bölge için $M_S \geq 6.5$ depremler ve tarihleri

Boylam	Enlem	Yıl	Ay	Gün	Magnitüd	Bölge
27.20	38.41	1644			6.50	1
27.20	38.41	1664			6.50	
27.20	38.41	1667	4	6	6.50	
27.20	38.41	1668			7.00	
26.90	38.40	1688	7	12	7.50	
26.90	38.50	1739	4	4	6.80	
27.20	38.41	1828	6	15	6.50	
26.10	38.40	1871	10	8	6.50	
26.10	38.40	1880	3		7.00	
27.20	38.50	1880	7	29	6.70	
26.20	38.30	1881	4	3	6.50	
26.60	38.30	1883	10	15	6.80	
26.10	38.40	1888	5		6.70	
27.10	38.60	1895			7.00	
26.29	38.57	1949	7	23	6.60	
27.80	39.20	1625	5	18	7.00	2
28.95	39.55	1886	10	6	6.50	
26.94	39.07	1939	9	22	6.60	
29.70	40.10	1794	8	5	7.00	3
27.50	38.60	1845	6	23	6.70	4
27.45	38.42	1850			6.70	
27.90	38.50	1862	11	3	6.90	
29.20	39.34	1896	4	16	6.50	5
28.32	36.98	1869	12	1	6.80	7
28.06	37.13	1941	12	13	6.50	
28.40	37.80	1646			6.60	8
29.10	37.80	1651	6	8	6.70	
28.20	38.20	1653	2	23	7.50	
29.10	37.70	1702	2	25	7.00	
27.10	37.80	1873	1	31	6.50	
26.80	37.80	1874	6	28	6.50	
27.75	38.08	1880			6.50	
28.20	38.10	1887	8		6.50	
28.00	38.22	1888	10		6.50	
26.90	37.90	1893	3	12	6.60	
27.80	37.84	1895	8	19	6.70	
28.25	37.82	1899	9	20	7.00	
27.80	38.18	1928	3	31	6.50	
27.26	37.65	1955	7	16	6.80	
29.20	37.70	1717	11	19	6.60	9
27.10	36.70	1493	8	18	6.80	10
26.98	36.75	1926	6	26	7.70	
27.70	35.36	1922	8	11	6.50	11
27.98	35.51	1922	8	13	6.90	
26.83	35.33	1935	3	18	6.50	

Tablo 2.3'ün devamı

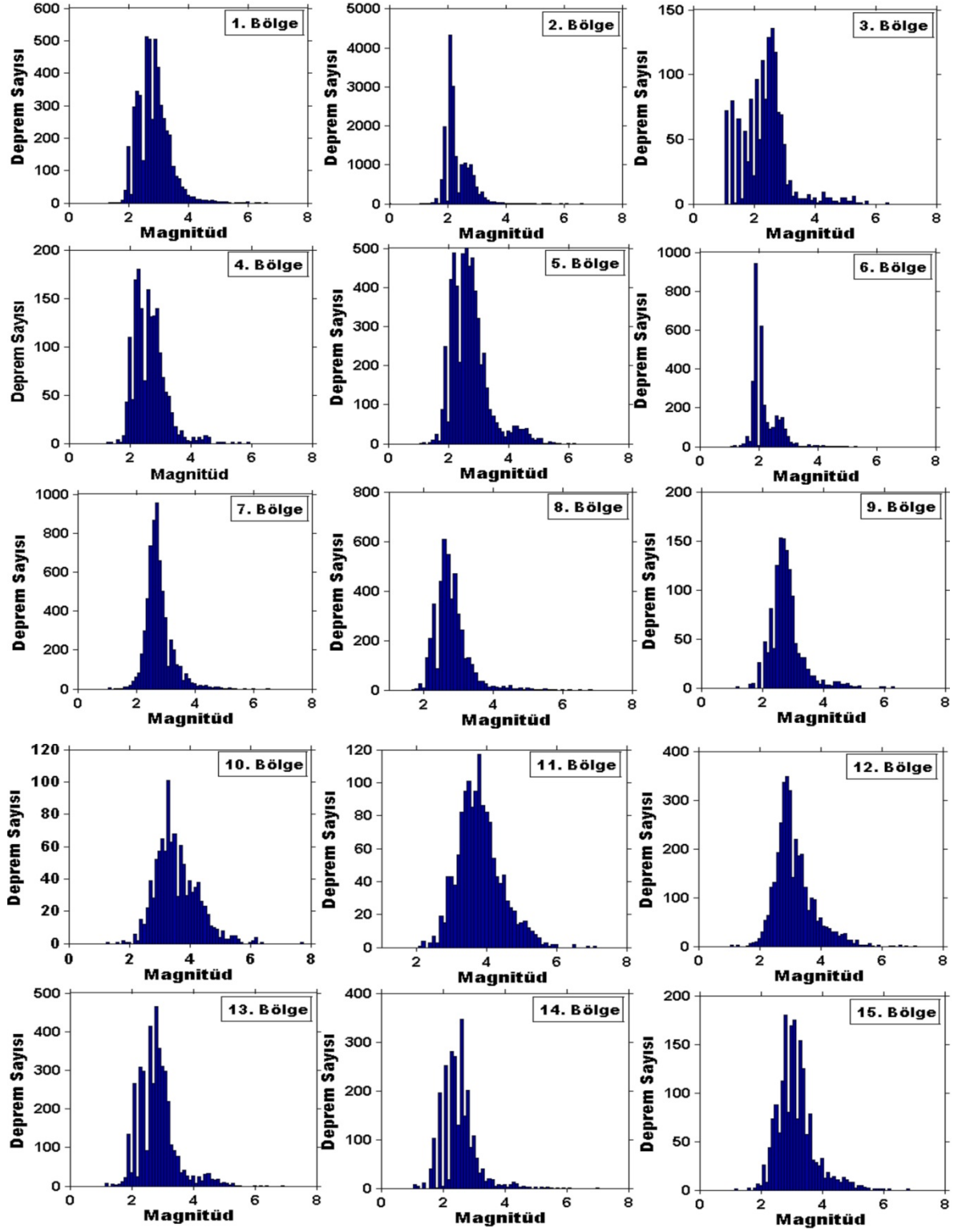
27.20	35.41	1948	2	9	7.10	
29.00	36.10	1303	8	8	8.00	12
28.60	36.40	1481	10	3	7.20	
28.40	36.40	1609	4		7.20	
28.50	36.20	1741	1	31	7.30	
27.50	36.30	1756	2	13	7.70	
29.00	36.50	1851	2	28	7.10	
28.60	36.40	1852	10	19	6.50	
27.60	36.40	1863	4	22	7.80	
27.60	36.50	1869	4	18	6.90	
28.80	36.40	1870	2	22	7.00	
28.30	36.85	1871	6	7	6.50	
27.90	36.50	1874	11	16	7.00	
28.10	36.90	1896	6	26	6.50	
28.60	36.70	1897	5		6.50	
27.94	36.45	1943	10	16	6.60	
28.63	36.43	1957	4	24	6.80	
28.68	36.42	1957	4	25	7.10	
28.49	36.70	1961	5	23	6.60	
30.20	38.10	1875	5	3	7.00	13
30.00	38.00	1914	10	3	6.90	
30.50	38.76	1795			6.70	14
31.90	38.30	1931	4	9	7.00	
30.13	35.99	1926	3	18	6.80	15

9. bölgede 1272 olay incelenmiştir. Magnitudü 2.0-4.0 olan depremlerin sayısı diğerlerine göre daha fazladır. Bu bölgede meydana gelmiş olan en büyük deprem 1717 yılında meydana gelen 6.6 büyüklüğündeki depremdir. 10. Bölge en az deprem içeren bölgedir. Bu bölge için incelenen deprem sayısı 1045'dir. Bu bölgede magnitudü 3.0-4.0 aralığında olan depremlerin sayısı oldukça fazladır. Bölgede meydana gelmiş olan en büyük deprem 1926' da Rodos' de meydana gelen 7.7 büyüklüğündeki depremdir. 11. bölgede 1400 olay incelenmiştir. Genelde depremler 3.0-4.0 magnitud değerleri arasında yoğunlaşmaktadır. Bu bölgede meydana gelmiş olan en büyük deprem 1948 yılında meydana gelen 7.7 büyüklüğündeki depremdir. 12. bölgede 3476 olay incelenmiştir. 3.0-4.0 magnitudü aralığında olan depremlerin oldukça yoğun olduğu görülmektedir. Bu bölgede meydana gelmiş olan en büyük deprem 1304 yılında meydana gelen 8.0 büyüklüğünde olan depremdir. 13. bölgede 4166 olay incelenmiştir. Bu bölgede magnitudü 2.0-3.0 aralığında olan depremlerin fazla olduğu görülmektedir. Bölgede meydana gelmiş olan en büyük deprem 1875 yılında meydana gelmiş olan 7.0 büyüklüğündeki depremdir. 14. bölgede 2468 olay incelenmiştir. Bu bölgede de magnitudü 2.0-3.0 aralığında olan

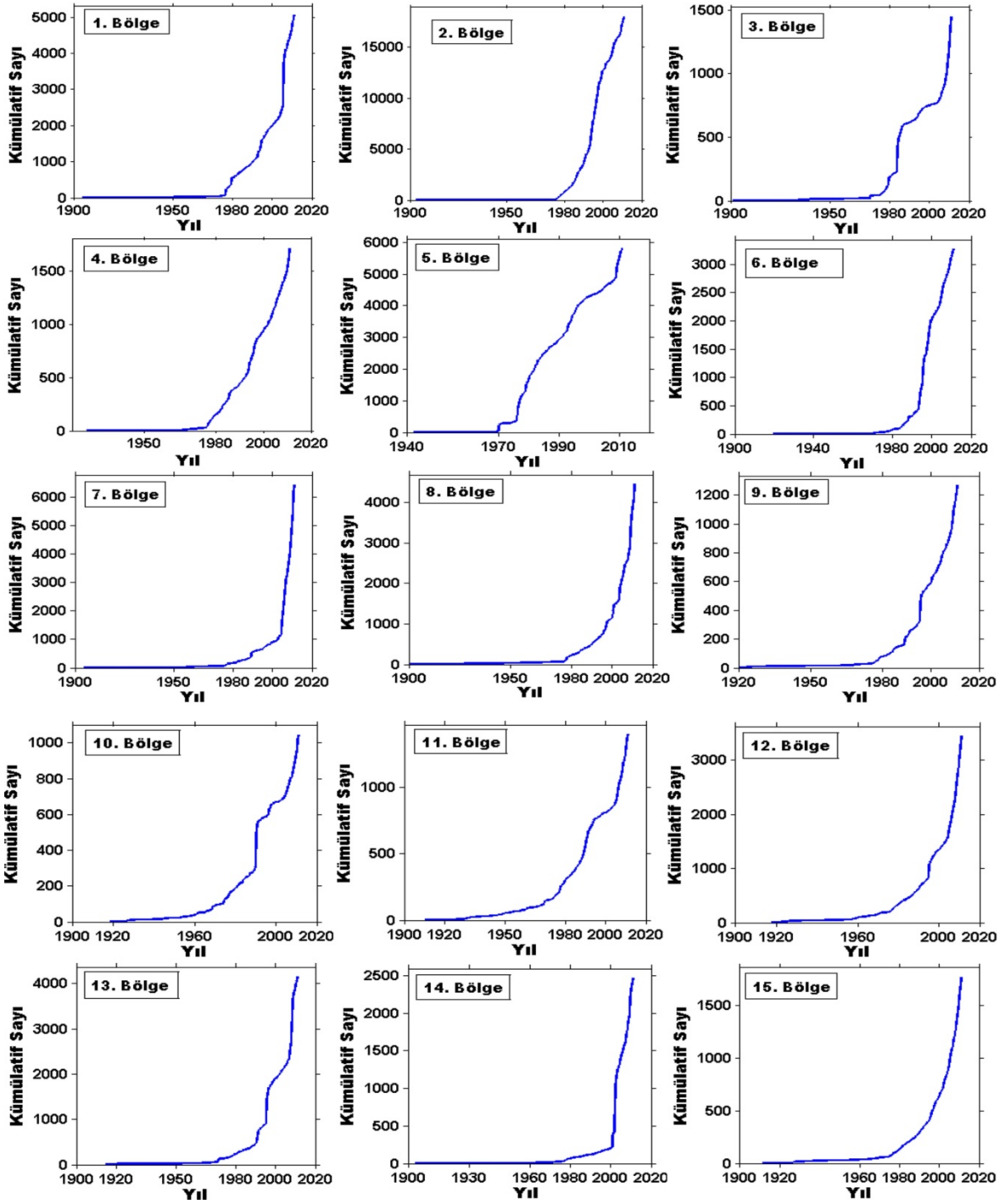
depremler yoğunluktadır. Bölgede 1931 yılında meydana gelen 7.0 büyüklüğündeki deprem en büyük depremdir. 15. bölgede 1773 olay incelenmiştir. Bu bölgede magnitüdü 3.0-4.0 aralığında olan depremler yoğunluktadır. Bölgede 1926 yılında meydana gelmiş olan 6.8 büyüklüğündeki deprem en büyük depremdir.

Batı Anadolu ve civarında 15 farklı kaynak bölgede oluşan depremler incelendiğinde en fazla depremin 2. bölgede meydana geldiği görülmektedir. 18016 depremin meydana geldiği bu bölgede meydana gelen en büyük magnitüdü deprem 1625 yılında meydana gelen depremdir. En az deprem verisi ise 10. bölgede gözlenmiştir. Bu bölgede gözlenen toplam deprem sayısı 1045' dir. Bu bölgede meydana gelen en büyük deprem 1926 yılında Rodos'ta meydana gelen magnitüdü 7.7 büyüklüğündeki depremdir. Batı Anadolu bölgesi sismik olarak aktif olan bir bölgedir ve yıllık meydana gelen deprem sayısı çok fazladır. Her bir bölge için meydana gelen deprem sayıları bizim yaptığımız analizler için yeterli sayıdadır.

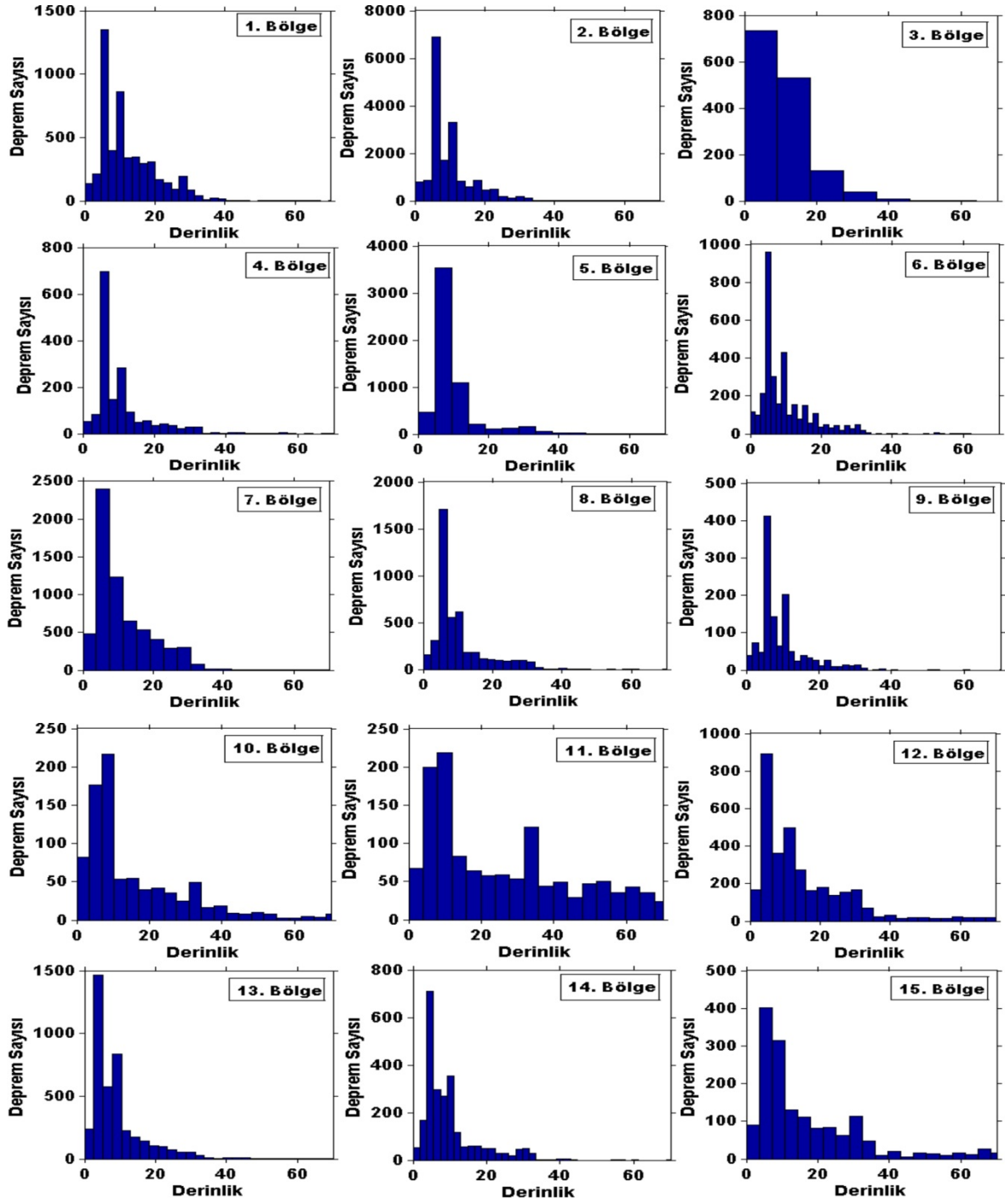
15 farklı bölge için kümülatif sayı -zaman grafiklerine (Şekil 2.3) bakılacak olursa; Aliğa Fayı (1. bölge) 1960 yılından sonra bölgede olmuş olan deprem sayısında göreceli bir artış söz konusudur. 2005 yılında meydana gelen ve magnitüdü 6.28 olan deprem sonrasında kümülatif sayıdaki en büyük artış meydana gelmiştir. 2. bölge de 1970 'li yıllardan itibaren deprem sayılarında artış görülmektedir 3., 4. ve 5. bölgelerde benzer olarak 1960'lı yıllardan sonra depremler yoğun olarak görülmektedir. 3. bölgede 1983 yılında meydana gelen ve magnitüdü 4.75 olan deprem sonrasında bu bölge için kümülatif sayıdaki en büyük artış meydana gelmiştir. 5. bölge için de 2008 yılında meydana gelen ve magnitüdü 4.70 olan deprem sonrasında bu bölge için kümülatif sayıdaki en büyük artış meydana gelmiştir. Kütahya Fay zonu olarak adlandırdığımız 6. bölgede 1919 yıllardan başlayan depremler mevcuttur. 7. ve 8. bölgelerde 1950 yılında ve 2000 'li yılların başlarında olmuş olan depremler görülür. Bölgede 1910 yıllarından itibaren depremler görülmektedir. 10., 11., ve 12. bölgelerde 1915 yılından sonraki depremler görülmektedir. 10. bölgede 01.13.1990 yılında meydana gelen ve 2 saat içinde art arda 4 deprem olduğu zaman bu bölge için kümülatif sayı zaman grafiğindeki en büyük artış meydana gelmiştir. 13, 14 ve 15. bölgelerde deprem sayılarında ki yığılma benzer olarak 1910'lu yıllarda başlamıştır. 14. bölgede 2002 yılında magnitüdü 6.10 olan deprem oluştuktan sonra kümülatif sayı zaman grafiğindeki en büyük artış gözlenmiştir. 1960'lı yıllardan sonra deprem sayısındaki artış aletlerin yaygınlaşması ve gelişen teknoloji ile aletlerin hassasiyetinin artmasından kaynaklanmaktadır.



Şekil 2.2. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için deprem sayısı magnitüd ilişkisi



Şekil 2.3. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için zaman-kümülatif sayı ilişkisi



Şekil 2.4. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için derinlik-deprem sayısı ilişkisi

2.5. Kullanılan Yöntem

2.5.1. Sismik Risk ve Tehlike Çalışmaları

Sismik risk ile sismik tehlike arasında fark vardır. Sismik tehlike başlı başına bir fiziksel olgudur. Sismik tehlikeye örnek olarak fay hareketleri, yer sarsıntıları ve sıvılaşma verilebilir. Sismik risk ise, hazardın neden olduğu can ve mal kaybı olasılığıdır. Eğer hiçbir can ve mal kaybı yoksa sismik tehlike ne kadar büyük olursa olsun hiçbir önemi yoktur. Örneğin, 1989 Macquarie sırtı depreminde ($M=8.3$) hiçbir kayıp olmamasına rağmen, 1960 Fas depreminde ($M=5.5$) 12000' den fazla can kaybı olmuştur. Jeofizikçi ve jeologlar tehlike hesaplanması alanında önemli katkılar yapmaktadırlar. Hâlbuki mühendisler ve şehir planlayıcıları sismik riskin hesaplanması ve azaltılması konusunda daha çok ilgilenmektedirler. Açıkça, riskin hesaplanması tehlikeyi tam anlamadan yapılamaz ve topluma faydalı sonuçları bulmak için ilgili bilim dallarının bir arada çalışma yapması gereklidir. Uygun şekilde hazırlanmış bir veri seti kullanılarak her hangi bir bölgenin deprem potansiyeli,

- a ve b katsayıları (Gutenberg-Richter ilişkisi),
- geri dönüşüm periyotları ve oluşma olasılıkları,
- beklenen maksimum magnitüd,
- beklenen maksimum şiddet,
- beklenen maksimum yatay yer ivmesi

gibi parametreler hesaplanarak ortaya çıkarılabilir. Depremlerin zaman ve mekândaki dağılımı genellikle iki yöntem ile irdelenir

- a) Mevcut verinin tümünü kullanmak
- b) Uç magnitüd değerini kullanmaktır.

Uç değerler istatistiği Gumbel tarafından geliştirilmiş ve birçok bilimsel problemi çözmekte kullanılmıştır.

2.5.2. Gutenberg - Richter İlişkisi

Deprem istatistiğinin temel bağıntısı Gutenberg-Richter (1954) ilişkisi olarak bilinen (1) denklemdir. Magnitüd-frekans ilişkisi olarak da bilinen bu bağıntı depremsellik

çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır. Depremlerde magnitüd-frekans bağıntıları, deprem oluşumunun fiziği ile doğrudan ilgisi nedeniyle (Mogi, 1962), deprensellik çalışmalarında çok önemli bir yer tutar ve deprenselliğin tanımlanmasında başarılı olarak kullanılır. Bu ilişki;

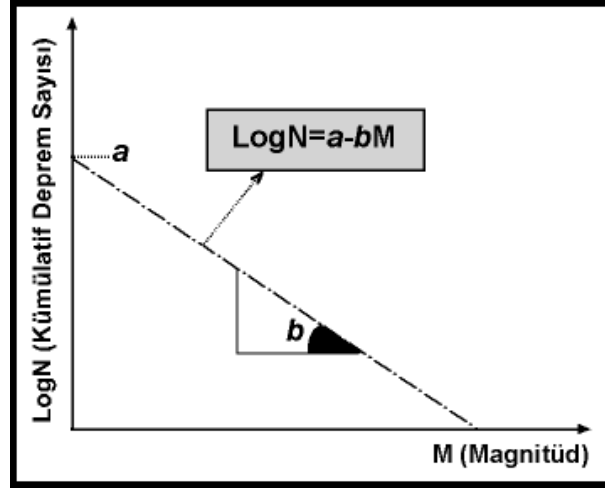
$$\text{Log}N = a - bM \quad (1)$$

şeklinindedir. Burada, M ; magnitüdü, N ; magnitüdü M veya daha büyük olan depremlerin bir yıldaki sayısını, a ve b sabit regresyon katsayılarını göstermektedir (Şekil 2.5). a katsayısı incelenen bölgenin büyüklüğüne, gözlem süresine ve gözlem süresindeki deprem etkinliğine bağlı olup ortalama yıllık sismisite aktivitesinin indeksi olarak kabul edilmekte ve sismik aktivitenin seviyesine bağlı olarak değişmektedir. b katsayısı ise, incelenen bölgenin tektonik özelliklerine göre değişmektedir. b katsayısı deprem oluşumunun fiziği ile ilgili olduğundan depremlerin istatistiksel analizlerinde önemli bir parametre olarak dikkati çekmiştir (Mogi, 1962, Scholz, 1968). Kayaçların deformasyonu ve dolayısıyla deprem oluşumunun fiziği ile ilgili, b değerlerinin bölgeye ve zamana göre değişimleri, sismologların ilgisini çekmiştir. b değerlerindeki değişimler sismotektonik bölgelendirme ve depremlerin önceden kestirilmesi çalışmalarında kullanılmaktadır.

Yapılan incelemelerde büyük bir b değerinin zayıf bir gerilme azalmasını, küçük bir b değerinin de yüksek bir gerilme azalmasını gösterdiği saptanmıştır (Lomnitz ve Singh, 1976). Mevcut olan tektonik gerilme ana şok ile boşaldığından, art sarsıntılar büyük b değerleri gösterirler. Okyanus sırtlarındaki depremlerin yitim kuşaklarındaki depremlerden daha büyük b -değerine sahip olmaları okyanus sırtlarındaki gerilme yığılmasının daha az oluşu ile açıklanabilir (Lomnitz ve Singh, 1976). Gösterilen bu örneklere rağmen b -değerinin sismotektonik bölgelendirmede kullanılması tamamen çözümlenmiş bir problem değildir. Çünkü hesaplanan b değerleri kullanılan verilere ve yöntemlere bağlı olan değişimler göstermektedir. a değerinin büyük olması incelenen bölgedeki deprem sayısının dolayısı ile deprem aktivitesinin yüksek olduğunu gösterir. a için Ortalama Yıllık Sismisite İndeksi, b için ise Sismotektonik Parametre terimlerinde kullanılmaktadır (Tabban ve Gencoğlu, 1975). Gutenberg ve Richter (1954) tarafından sığ depremler için $b=0.90\pm 0.02$, orta ve derin odaklı depremler için $b=1.2\pm 0.2$ değerleri bulunmuştur. Türkiye için verilen b -değeri ise 0.9 ± 0.1 ' dir. Bölgesel sismisitenin bir ölçümü olan b parametresi sismik risk açısından daha önemli olması nedeniyle birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır ve b -

değerinin bölgeden bölgeye farklılık gösterdiği ortaya konmuştur. Bu farklılıklar aşağıdaki nedenlere bağlıdır.

- Büyük olayların olmaması durumunda, yada küçük olaylar için oluş oranı çevre bölgedekinden çok daha yüksek ise, yüksek b -değerleri gözlemlenir.
- Büyük olayların oluşu durumunda veya küçük olayların oluş oranı çevre bölgedekinden çok daha küçük ise küçük b -değerleri gözlemlenir.
- b -değeri hesapları magnitüd aralığına bağlıdır. Kullanılan yüksek magnitüd aralıkları daha yüksek b -değerleri vermektedir (Bender 1983).
- Analizde kullanılan olayların sayısının artışı b -değerlerinin doğruluğunu daha fazla kılmaktadır.
- Analizde kullanılan başlangıç veya kesme magnitüdü daha yüksek b -değerlerinde sonuçlanacaktır.



Şekil 2.5. Gutenberg-Richter ilişkisindeki a ve b katsayılarının bulunması. a katsayısı bulunan doğrunun LogN eksenini kestiği yer ve b katsayısı bulunan doğrunun eğimini göstermektedir (Bayrak, 2004).

Deprem istatistiğinin temel bağıntısı olan magnitüd-frekans bağıntısı çeşitli yöntemler kullanılarak hesaplanabilmektedir. Alptekin (1978) tarafından detaylı bir şekilde açıklanan bu yöntemler ana başlıklar halinde aşağıdaki gibi verilebilir:

- Doğrusal yaklaşım yöntemi
 - Gözle uydurma yöntemi
 - En küçük kareler yöntemi

- Genelleştirilmiş (ağırlıklı) en küçük kareler yöntemi
 - En büyük olasılık yöntemi
 - Utsu ve Page yöntemi
- 2- Doğrusal olmayan yaklaşım yöntemi
- Parabolik yaklaşım yöntemi

Magnitüd-frekans bağıntısını belirleyen a ve b parametreleri kullanılan yöntemlere ve deprem kataloglarına göre farklı değerler alabilmektedir. Bu nedenle farklı yöntem ve verilerden hesaplanan a ve b -değerlerini birbiriyle kıyaslamamak gerekmektedir. Doğrusal magnitüd-frekans bağıntılarının hesaplanmasında uygulanan yöntemler birbirinden farklı sonuçlar vermektedir (Alptekin, 1978). Türkiye ve çevresindeki depremlerin kümülatif frekanslarına en iyi uyan doğrusal bağıntı en küçük kareler ve en büyük olasılık yöntemleri ile saptananlardır.

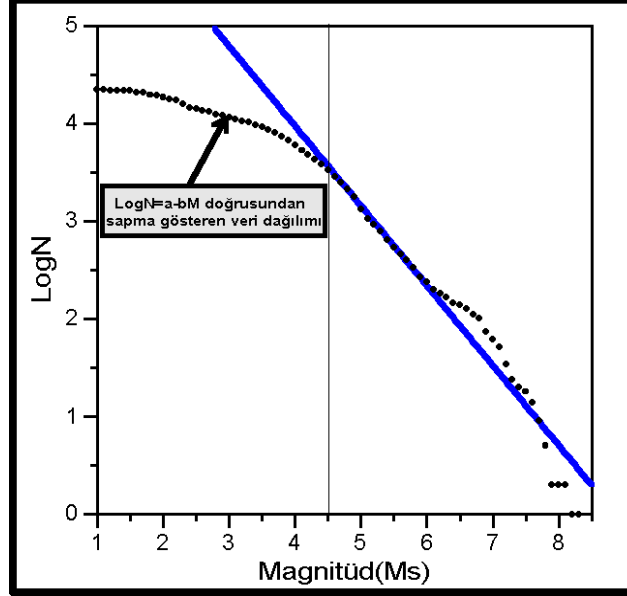
Bazen $\log N$, M grafiğinde gösterilen noktaların Gutenberg-Richter (G-R) bağıntısında beklenen doğrusal çizgi yerine üst ucu bükülmüş bir eğriye daha iyi uydukları görülür. Doğrudan sapma (Şekil 2.6),

- 1) kayıt istasyonunun algılayabilme alanı dışında kalan depremlerin eksik olması,
- 2) gürültü seviyesinin altında kalan küçük depremlerin eksik olması,
- 3) deprenselliğin yüksek olduğu hallerde sismogram izlerinin üst üste binmesi nedeniyle küçük depremlerin görülememesi,
- 4) kayıtçı aletlerin genlik sınırlarını aşması nedeniyle büyük depremlerin genliklerinin doğru okunamayışı,
- 5) kayıtçı aletlerdeki sürtünmeden, iz genişliğinden ve gürültüden dolayı küçük depremlerin genliklerinin ölçülmesindeki hatalar,
- 6) büyük veya küçük depremlerin hakim frekanslarının kayıtçı aletlerin frekans aralığının dışında kalması nedeniyle izlerde görülen genliklerin küçük oluşu gibi nedenlere bağlıdır

2.5.3. En Küçük Kareler Yöntemi

En küçük kareler yöntemi en çok kullanılan yöntemdir. Yöntemin bir doğruya uygulanışı aşağıda kısaca açıklanmıştır.

Magnitüdüleri $M_i \pm dM_i$, $i=1,2,\dots,s$ olan depremlerin sayılarını N_i ile gösterilir. Burada s hesaplamada kullanılan noktaların sayısını gösterir.



Şekil 2.6. Küçük depremlerin gözlem sayısının azalmasına bağlı olarak, deprem dağılımının hesaplanan doğrusal ilişkiden sapması (Bayrak, 2004).

Gauss dağılımı gösteren bir sürekli, rastgele, büyüklük $\log N_i$ olsun. Bunun olasılıklı dağılım fonksiyonu (probability distribution function);

$$p(a, b; \log N_i) = 2 \pi x^2)^{-\frac{1}{2}} \exp \left[-\frac{1}{2} x^2 (a - bM_i - \log N_i)^2 \right] \quad (2)$$

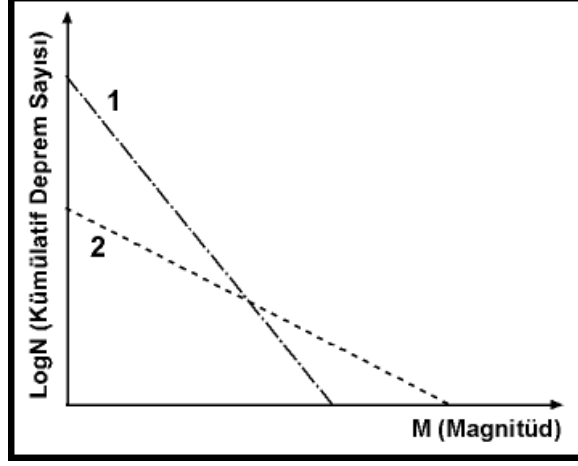
$i= 1,2,\dots,s$ dir. Eğer $\log N_i$ bağımsız ise,

$$p(a, b; \log N) = (2 \pi x^2)^{-\frac{1}{2}s} \prod_{i=1}^s \exp \left[\frac{1}{2} x^{-2} (a - bM_i - \log N_i)^2 \right] \quad (3)$$

dir.

Hesaplama kolaylığı bakımından logaritmik olasılık fonksiyon fonksiyonunu kullanmak daha uygundur;

$$\ln p(a, b; \log N) = -\frac{1}{2}s \ln(2\pi x^2) \sum_{i=1}^s \frac{1}{2}x^{-2} (a - bM_i - \log N_i)^2 \quad (4)$$



Şekil 2.7. İki farklı veri seti için hesaplanmış olan G-R ilişkileri (Bayrak, 2004).

Maksimum gerçeklik prensibine göre, rastgele bir değişkenin en büyük olasılık değeri, olasılıklı dağılım fonksiyonunu en büyük (maksimum) yapan değerdir. Buna göre,

$$-\frac{1}{2}s \ln(2\pi x^2) - \frac{1}{2}x^{-2} \sum_{i=1}^s (a - bM_i - \log N_i)^2 = \text{maksimum} \quad (5)$$

dır. Başlangıçtaki kabullenmeler altında, x^2 bütün noktalar için aynı olmak şartı ile ve işaret değiştirilerek (5) denklemi yerine

$$\sum_{i=1}^s (a - bM_i - \log N_i)^2 = \text{minimum} \quad (6)$$

elde edilir. Bu denklem en küçük kareler şartıdır. (6) denkleminin a ve b ye göre türevleri alınarak a , b parametreleri ile bunların ortalama hataları m_a ve m_b yi veren aşağıdaki formüller elde edilirler.

$$a = \left[\sum_{i=1}^s m_i^2 \sum_{i=1}^s \log N_i - \sum_{i=1}^s m_i \sum_{i=1}^s M_i \log N_i \right] \left[s \sum_{i=1}^s M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^s M_i \right)^2 \right]^{-1} \quad (7)$$

$$b = \left[\sum_{i=1}^s M_i \sum_{i=1}^s \log N_i - s \sum_{i=1}^s N_i \right] \left[s \sum_{i=1}^s M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^s M_i \right)^2 \right]^{-1} \quad (8)$$

$$M_a = m \left(b \sum_{i=1}^s M_i^2 \right)^{\frac{1}{2}} \left[s \sum_{i=1}^s M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^s M_i \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (9)$$

$$M_b = m s^{\frac{1}{2}} \left[s \sum_{i=1}^s M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^s M_i \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (10)$$

$$m = \left[\sum_{i=1}^s (a - b M_i - \log N_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} s^{-\frac{1}{2}} \quad (11)$$

(7) ve (8) denklemlerinden basit bir işlem ile a ile b arasında aşağıdaki bağıntı bulunur:

$$a = s^{-1} \sum_{i=1}^s M_i b + s^{-1} \sum_{i=1}^s \log N_i \quad (12)$$

2.5.4. En Büyük Olasılık Yöntemi (The Maximum Likelihood Method)

En büyük olasılık yönteminde rastgele değişken N_i ($i=1,2,\dots, s$) bir Poisson dağılımı gösterir, yani olasılıklı dağılım fonksiyonu;

$$\sum_{i=1}^s p(a, b; N_i) = \exp(-\langle N_i \rangle) \langle N_i \rangle^{N_i} (N_i!)^{-1} \quad (13)$$

ile verilir, burada $\langle N_i \rangle = 10^{a-bM}$ dir. Gözlemlerin bağımsız oldukları kabul edilirse,

$$p(a, b; N) = \prod_{i=1}^s \exp(-\langle N_i \rangle) \langle N_i \rangle^{N_i} (N_i!)^{-1} \quad (14)$$

dir. Eğer rastgele değişkenin logaritmik, olasılıklı dağılım fonksiyonu göz önüne alınırsa ve en büyük gerçek kuralı uygulanırsa, $\ln p(a, b; N)$ 'nin en büyük olması şartı için a ve b parametreleri için aşağıdaki ifadeleri verir.

$$a = \log \sum_{i=1}^s N_i - \log \sum_{i=1}^s 10^{-bM_i} \quad (15)$$

$$b = \sum_{i=1}^s M_i \cdot 10^{-bM_i} \left(\sum_{i=1}^s 10^{-bM_i} \right)^{-1} - \sum_{i=1}^s N_i M_i \left(\sum_{i=1}^s N_i \right)^{-1} \quad (16)$$

(16) denklemini deneme-sınama veya regula-falsi yöntemleriyle çözülebilir.

(15) denklemini a nın b ye bağlı olduğunu gösterir. Bu denklemin incelenmesi a parametresinin b nin artan bir fonksiyonu olduğunu gösterir.

(15) denklemindeki diğer parametreler sabit iseler denklem doğruya yakın olan bir eğri gösterir.

En büyük olasılık yöntemi gözlem sayısı bakımından bir sınırlama gerektirmez. Rastgele değişken N_i yerine rastgele değişken $\log N_i$ göz önüne alınsaydı (15) ve (16) denklemleri yerine, her biri iki değişken bulduran iki logaritmik denklem elde edilecekti. Böyle bir sistemin basit bir çözümü yoktur. Rastgele değişken N_i ayrık (discrete) değerlere sahiptir ve buna bir Poisson dağılımı uygulanabilir.

Bu çalışmada en büyük olasılık yöntemi kullanılarak a ve b değerlerini belirlemek için için Aki (1965)'nin önerdiği formül kullanılmıştır;

$$b = \frac{1}{\log_{10} \left[\overline{M} - (M_{\min} - \Delta m / 2) \right]} \quad (16b)$$

M_{min} kesme magnitüdü değeri (M_C), \bar{M} ortalama magnitüdü değeri ve Δm magnitüdü çözünürlüğüdür.

2.5.5. Gumbel III Yöntemi

Gumbel uç değerler yaklaşımı üç tipten oluşmaktadır (Gumbel I, II ve III). Bu dağılımlardan Gumbel I ve Gumbel III dağılımları jeofizikte uygulanmaktadır. Gumbel II ise genellikle meteoroloji bilim dalında uygulanmaktadır. Bunun nedeni; Gumbel I-III dağılımlarında en büyük olay tahmin edilirken, Gumbel II yönteminde en düşük olay tahmin edilmektedir. Gumbel III yönteminin en büyük avantajı bütün bir veri setine ihtiyaç duymamasıdır. Bu yöntemde, önceden belirlenmiş zaman aralıklarındaki büyük magnitüdü depremler kullanılır. Bu keyfi zaman aralığı genellikle çalışılan bölgedeki sismisite oranına göre belirlenir. Gumbel III dağılımının diğer bir avantajı ise, magnitüdülerin üst sınırı olan ω parametresini içermesidir. Bu yüzden, olasılıksal modeller kullanılarak hesaplanan beklenen en büyük deprem magnitüdü gerçek fiziksel niteliklere uygundur. Gumbel III yönteminin dezavantajı ise, kullanılan katalog tarihsel deprem verilerini içeriyorsa, büyük magnitüdü depremler uzun zaman aralıklarında seçilmek zorunda kalınmasıdır.

M_i ($i=1, 2, 3, \dots, n$) bir bölgedeki eşit zaman aralıklarında gözlenen büyük depremlerin magnitüdüleri olsun. M magnitüdündeki bir depremin olasılığı kümülatif dağılım fonksiyonu ile verilir:

$$P(M) = \exp \left[- \left(\frac{\omega - M}{\omega - u} \right)^k \right] \quad (17)$$

ω M 'nin üst sınırı, k şekil parametresi ve u $P(u)=1/e$ ve $P(\omega)$ 'nin karakteristik değeridir. Bu üç parametre k şekil (eğim) parametresi sayesinde eğimlenmeye izin verir. Eğer zaman aralığı bir yıl ise, M magnitüdü bir depremin geri dönüş periyodu $T(M)$:

$$T(M) = \frac{1}{[1 - P(M)]} \quad (18)$$

$[1-P(M)]$ deprem magnitüdüünün aşılma olasılığıdır.

Bir sismik bölge için yıllık değerleri tamamen elde etmek zordur. Genellikle, N yıllık zaman aralıkları kullanılır ve N yıllık dağılım $P_N(M)$ ile bir yıllık dağılım $P_1(M)$ arasındaki ilişki (19) denklemiyle verilir (Burton, 1977).

$$\sqrt[N]{P_N(M)} = P_1(M) \quad (19)$$

M_i n yıl aralığındaki extreme magnitüd değerleri olsun ve büyüklükleri $M_1 \leq M_2 \leq \dots \leq M_n$ şeklinde olsun. i. gözlemdaki olasılık değerlerinin çizimi (20) denklemi ile yapılır:

$$P(M_i) = \frac{i}{n+1} \quad (20)$$

i , rank ve n , gözlem sayısıdır. Gringorten (1963) bu denkleme alternatif bir denklem önermiştir:

$$P(M_i) = \frac{i - 0.44}{n + 0.12} \quad (21)$$

Bu denklemin yüksek magnitüde daha iyi bir eğim göstermesi ve uzun geri dönüş periyotlarının uyumlu olmasından dolayı GIII yöntemine daha uygundur (Burton, 1979). Bu çalışmada (21) denklemi uygulanmıştır.

Eğri uydurmak için aşağıdaki denklem kullanılır:

$$M = \omega - (\omega - u) [-\ln(p(M))]^\lambda \quad (22)$$

$\lambda=1/k$, M ordinat olarak çizilir ve $[-\ln(p(M))]^\lambda$ apsis olarak çizilerek w belirlenir.

$[\omega, u, \lambda]$ parametrelerini belirlemek için, (22) denklemi Taylor serisine açılır ve kısmi M'nin $[\omega, u, \lambda]$ parametrelerine göre kısmi türevi alınır:

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial \omega} &= 1 - (-\ln P)^\lambda \\ \frac{\partial M}{\partial u} &= (-\ln P)^\lambda \end{aligned} \quad (23)$$

$$\frac{\partial M}{\partial \lambda} = [(\omega - u)(-\ln P)^\lambda \ln(-\ln P)]$$

$[\omega, u, \lambda]_0$ in uygun değerleri lineer en küçük kareler yöntemiyle (Marquardt, 1963) elde edilir ve $[\omega, u, \lambda]_0$ in başlangıç değerleriyle değiştirilir. Bu metod tekrarlanır ve en iyi uyum sağlanana kadar x^2 testi ile her adımda kontrol edilir. Genellikle $[\omega, u, \lambda]$ parametreleri x^2 testine göre %95 güven aralığında başarılı bir şekilde elde edildiği zaman bu parametreler kabul edilir. Magnitüdeki hata payları her M_i değeri için belirlenmesinin (Burton, 1977) önemi, tarihsel dönemde oluşmuş depremlerdeki hata payları yaklaşık 0,4' dür. x^2 testi ile uyum derecesi aşağıdaki denklem ile belirlenir:

$$x^2 = \sum \left(\frac{1}{\sigma_i^2} (y_i - y(x_i))^2 \right), i = 1, \dots, n \quad (24)$$

r_i her bir veri için standart sapma, x^2 aşağıdaki matris ilişkisi ile minimize edilebilir:

$$B = \delta p A \quad (25)$$

A ve B parametrelerinin sonuçları Burton (1979)' da detayları ile açıklanmıştır. Denklem (25) aşağıdaki gibi olur:

$$\delta p = B A^{-1} = B \epsilon \quad (26)$$

ϵ simetrik kovaryans matrisidir. Daha sonra denklem (22) p_1, p_2, p_3 parametrelerini, ω, u, λ sırasıyla, elde etmek için kullanılır. (26) denklemindeki kovaryans matrisi aşağıdaki gibi olur:

$$\epsilon_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_w^2 & \sigma_{uw}^2 & \sigma_{\lambda w}^2 \\ \sigma_{w\lambda}^2 & \sigma_u^2 & \sigma_{\lambda u}^2 \\ \sigma_{w\lambda}^2 & \sigma_{u\lambda}^2 & \sigma_\lambda^2 \end{bmatrix} \quad (27)$$

T yılda oluşabilecek en büyük depremin magnitüdü $M(T)$ aşağıdaki denklem ile belirlenir (Burton, 1977):

$$RM = \omega - (\omega - u) \left(\frac{(1 - \lambda)}{T} \right)^\lambda \quad (28)$$

2.5.6. Kijko-Sellevol Yöntemi

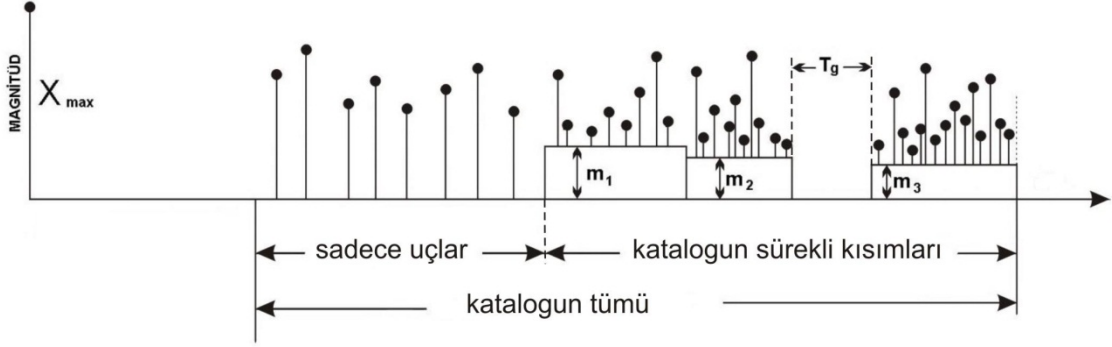
Deprem tehlike parametrelerinin (bölgesel maksimum magnitüd M_{max} , deprem aktivite oranı λ ve Gutenberg-Richter (1954) denklemindeki b parametresi) maksimum olasılıkla hesaplanması, geniş zamanlı tarihsel olaylara ve günümüzde yapılmış araştırmalara dayanarak hesaplanmaktadır. Bu araştırmalarda, farklı kesme magnitüdü değerleri (M_c) ile kataloğun farklı kısımlarından elde edilen hesaplanabilir kalitedeki sürekli veri kullanılmıştır. Mevcut deprem katalogları genellikle 2 tür bilgi içermektedir. Bunlardan ilki, birkaç yüzyıllık periyotta meydana gelmiş olan büyük sismik olaylardaki makrosismik gözlemlerdir. İkincisi ise, kısa zaman periyodunda (son 50 yıl) hesaplanan sürekli aletsel veridir.

Kataloğun makrosismik kısımlarının incelenmesi için en uygun yöntem, çeşitli zaman aralıkları için seçilen maksimum magnitüdülerin ayrımını belirleyen sınır dağılımı metodudur. Kataloğun bu kısmı sadece en büyük sismik olayları içermektedir. Böylece katalog farklı uzunluktaki zaman aralıklarına bölündüğünde bütün makrosismik veri incelenebilir. Bununla beraber, kataloğun sürekli kısmından seçilen kısa zaman aralığında meydana gelmiş olan büyük olaylardan da hesap yapılabilmektedir. Bu yöntemde, kataloğun süreksiz bölümü birleştirilip hesaplanırken, katalogdaki küçük sismik olaylar hesaplamada kullanılmaz.

Sismik tehlike parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan bir diğer yöntemde, katalogdan süreksiz makrosismik veri çıkartılarak, kataloğun sürekli kısmındaki bilgilerin kullanılmasıdır. Kısa zaman periyodunda gözlenen güçlü sismik olaylarda meydana gelen yapısal tekrarlanmaların veride meydana getirdiği hatalardan dolayı bu yöntem pek kullanışlı değildir (Knopoff ve Kagan, 1977; Dong vd., 1984).

Kataloğun makrosismik kısmı (tarihsel) ile katalogdaki sürekli ve daha yeni olayları içeren bilgiyi birleştirerek deprem tehlike parametreleri incelenebilir. Şekil 2.8 deprem tehlike parametrelerinin elde edilebilmesinde kullanılacak yöntemin şematik gösterimidir. Katalogda sadece uçlar diye ifade edilen bölüm tarihsel olayları göstermektedir. Kataloğun sürekli kısmında m_1 , m_2 ve m_3 değerleri kesme magnitüdünü ifade etmektedir. Bu değerlerden (m_1 , m_2 , m_3) itibaren veri süreklidir. Deprem kaydının

olmadığı veya sismik kayıtların aktif olmadığı dönemler T_g ile ifade edilmiştir. T_g katalogdaki zaman boşluklarını göstermektedir.



Şekil 2.8. Kullanılan yöntemle hesaplanan temel tehlike parametrelerini elde etmek için kullanılan verinin şematik gösterimi. Kijko ve Sellevoll (1989)' dan değiştirilerek alınmıştır. m_1 , m_2 ve m_3 farklı kesme magnitüd değerleri, T_g zaman boşluğu.

2.5.6.1. Kataloğun Makrosismik Kısımına Uygulanan Uç Değer Magnitüd Dağılımları

Poisson bağıntısında, deprem magnitüdüne x , aktivite oranına λ ve Gutenberg-Richter denkleminde F_x denirse aşağıdaki ifade elde edilir (Page, 1968; Cosentino vd., 1977).

$$F_x = P_r(X \leq x) = \frac{A_1 - A(x)}{A_1 - A_2} \quad M_{min} \leq x \leq M_{max} \quad (29)$$

$A_1 = \exp(-\beta M_{min})$, $A_2 = \exp(-\beta M_{max})$, $A(x) = \exp(-\beta x)$, M_{max} ; maksimum bölgesel magnitüd, M_{min} ; kesme magnitüdü ve β ; depresmel bir parametredir. (29) denklemi, x' den büyük deprem magnitüdülerinin Poisson bağıntısıyla hesaplanabildiğini göstermektedir (Benjamin ve Cornell, 1970). t yıllık periyotta oluşan en büyük magnitüdün (X), bazı belirlenmiş magnitüdüden (x) daha küçük olabileceği (30) bağıntısı ile gösterilebilir.

$$G(x/t) = P_r(X \leq x) = \exp \left[-v_0 t \left(\frac{A_2 - A(x)}{A_2 - A_{10}} \right) \right] \quad (30)$$

$v_0 = \lambda (1 - F(m_0))$, $A_{10} = \exp(-\beta m_0)$ ve m_0 kataloğun uç kısımları için kesme magnitüdüdür ($m_0 \geq M_{min}$).

A_{10} ve A_2 ' nin çözümünden ve $M_{max} \rightarrow \infty$, $A_2 \rightarrow 0$ ve $m_0 = M_{min} = 0$ için $A_{10} = 1$, $A_2 = 0$ ve $t = 1$ olursa (31) denklemi elde edilir.

$$G(x) = \exp[-\lambda \exp(-\beta x)] \quad (31)$$

(31) denklemi Gumbel 1 asimptotik yaklaşımıdır (Tinti ve Mulargia, 1985a). Depremsellik parametrelerinin hesaplanması için veride, kataloğun ilk kısmından, $\mathbf{t}=(t_1, \dots, t_n)$ zaman aralıklarında seçilen en büyük deprem magnitüdüleri kullanılır.

Depremsellik parametreleri $\Theta = (\beta, \lambda)$ ve M_{max} şeklinde gösterilirse (30) denklemden olasılık fonksiyonu aşağıdaki şekilde ifade edilir (Kijko ve Dessokey, 1987).

$$L_0(\Theta / X_0) = \prod_{i=1}^{n_0} g(X_{0i}, t_i / \Theta) \quad (31)$$

$X_0=(X_{01}, \dots, X_{0n})$, kataloğun ilk kısmından seçilen en büyük deprem magnitüdüleridir.

$$\ln g(x, t/\Theta) = \frac{A_2 - A(x)}{A_{10} - A_2} + \ln \frac{v_0 \beta t}{A_{10} - A_2} - \beta x \quad (32)$$

2.5.6.2. Farklı Kesme Magnitüdüleriyle Uç Değerlerin ve Sürekli Katalogların Birleştirilmesi

Kataloğun ikinci kısmı s tane alt kataloğa ayrılarak, bu s tane alt kataloğun her biri T_i zaman aralığında bilinen kesme magnitüdüleriyle m_i , ($i = 1, \dots, s$) başlatılarak tamamlanır. X_i , (X_{i1}, \dots, X_{in}) değerleri i . alt kataloğun değerlerini ifade eder. Eğer sismik olayların büyüklüğü kendi sayılarından bağımsız olursa, her bir alt katalog için Θ olasılık fonksiyonu, iki fonksiyonun ($L_{i\beta} * L_{i\lambda}$) çarpımı olarak aşağıdaki gibi ifade edilirler.

$$L_i(\Theta / X_i) = L_{i\beta} * L_{i\lambda} \quad (33)$$

$L_{i\beta}$ ifadesindeki β ' nin olasılık fonksiyonu sismolojide iyi bilinmektedir. Rastgele değişken deprem magnitüdü x ' in $L_{i\beta}$ ' ye göre Gutenberg-Richter denklemiyle oluşturulmuş ifadesi aşağıda verilmiştir (Page, 1968; Cosentino vd., 1977).

$$L_{i\beta} = \beta^{n_i} \exp\left(-\beta \sum_{j=1}^{n_i} X_{ij}\right) / (A_{1i} - A_2)^{n_i} \quad (34)$$

$$A_{1i} = \exp(-\beta m_i), \quad i = 1, 2, \dots, s.$$

Birim zamandaki deprem sayısının Poisson rastgele değişimine sahip olduğu kabul edildiğinden, i . alt katalogun aktivite oranındaki belirsizlik, v_i olasılık fonksiyonu ile aşağıdaki gibi ifade edilir.

$$L_{i\lambda} = \text{const} \exp(-v_i T_i) (v_i T_i)^{n_i} \quad (35)$$

Const, standart değişken (normalizing factor)

$$v_i = \lambda [1 - F(m_i)] \quad (36)$$

(34), (36) ve (33) denklemleri, her bir alt katalog için Θ olasılık fonksiyonunu ifade etmektedir. Veri kombinasyonu esasına göre (Rao, 1973) verinin tamamını içeren ve katalogun bütün aralıklarında hesaplanan ortak olasılık fonksiyonu aşağıdaki gibi ifade edilir.

$$L(\Theta / X) = \prod_{i=0}^s L_i(\Theta / X_i) \quad (37)$$

2.5.6.3. Parametrelerin Hesaplanması

$\Theta = (\beta, \lambda)$ parametrelerinin hesaplanması için maksimum olasılık yöntemi kullanılmaktadır. $\partial \ln L(\Theta/X) / \partial \lambda = 0$, $\partial \ln L(\Theta/X) / \partial \beta = 0$ denkleminde yerine konursa,

$$\frac{1}{\lambda} = \phi_1^E + \phi_1^C \quad (38a)$$

$$\frac{1}{\beta} = \langle X \rangle - \phi_2^E - \phi_2^C + \lambda [\phi_3^E + \phi_3^C] \quad (38b)$$

elde edilir. Burada, $\langle X \rangle$, kataloğun uç ve sürekli kısımlarından hesaplanan deprem magnitudünü ifade eder.

(38) denklemlerindeki E ve C değerleri, \emptyset fonksiyonunun farklı kaynaklarını ayırmak için gösterilmiştir. Eğer kataloğun uç kısımları takip edilirse E, sürekli kısımları takip edilirse C ile isimlendirilir.

(38a) denklemindeki λ değeri hesaplanıp (38b) denklemindeki λ yerine yazılacak olursa, β parametresine bağlı bir denklem elde edilir. $s=1$ ve $M_{min} = m_1$ kabulleri yapılırsa kataloğun sürekli kısımları hesaplanmış olur ve (38) denkleminde aşağıdaki ifadeler elde edilir.

$$\frac{1}{\lambda} = \frac{T}{n} \quad (39a)$$

$$\frac{1}{\beta} = \langle X \rangle - (M_{max}A_2 - M_{min}A_1)/(A_2 - A_1) \quad (39b)$$

(39a) denklemi, Poisson dağılım parametresinin maksimum olasılıkla hesaplanmasını sağlar. (39b) denkleminde β 'nin maksimum olasılıkla değişimini gösterir (Page, 1968).

Kataloğun sürekli kısımları hesaba katılmadan $M_{min} = m_0$ şeklinde eşitlenirse, (38) denklemi aşağıdaki şekle dönüşür (Kijko ve Dessokey, 1987).

$$\frac{1}{\beta} = \langle X \rangle - \frac{\langle tX_0A \rangle - \langle t \rangle A_2 M_{max}}{\langle tA \rangle - \langle t \rangle A_2} \frac{1}{\lambda} = \frac{\langle t \rangle A_2 - \langle tA \rangle}{A_2 - A_1} \quad (40)$$

Giriş verileri eşit olmayan zaman aralıklarında alınan maksimum magnitudlerle sınırlandırılırsa β ve λ 'nin olasılık hesaplanmasında (40) denklemi kullanılabilir. $t = t_i =$ sabit (magnitudler eşit zaman aralıklarında seçilmiştir) alırsak, (40) denklemi (Kijko, 1984) Gumbel 1 denklemine dönüşür. Sonuç olarak, büyük M_{max} için Gumbel 1 denkleminde β 'nin maksimum olasılığı (40) denkleminde dönüşür (Kimball, 1946).

(38) denklemi β ve λ 'nin maksimum olasılık hesabı için iki denklem ortaya koyar. M_{max} 'in maksimum olasılık hesabı basitçe en büyük gözlenen deprem magnitudünü (X_{max}) verir. Bu ifadeden hareketle, $M_{max} \rightarrow \infty$ için $L(\Theta/X)$ azalır (Kijko, 1984; Kijko ve Sellovel, 1986; Kijko ve Dessokey, 1987).

$$X_{max} = Beklenen(X_{max} / T) \quad (41)$$

Ölçülmüş en büyük magnitüd (X_{max}), $Beklenen(X_{max}/T)$ ' ye eşittir. T zaman aralığında beklenen en büyük magnitüd için formül aşağıda verilmiştir (Kijko, 1988).

$$Beklenen(X_{max}/T) = M_{max} - \frac{E_1(TZ_2) - E_2(TZ_2)}{\beta \exp(-TZ_2)} - M_{min} \exp(-\lambda T) \quad (42)$$

$Z_1 = -\lambda A_1 / (A_2 - A_1)$, $Z_2 = -\lambda A_2 / (A_2 - A_1)$, $A_1 = \exp(-\beta M_{min})$, $A_2 = \exp(-\beta m_{mak}^{göz})$, ve $E_1(TZ)$ üstel integral fonksiyonunu ifade eder.

2.5.6.4. Belirli Bir Bölge İçin Sismik Tehlike Değerlendirmeleri

Belirli bir bölgede sismik tehlike durumunu ortaya koymak için, o bölgedeki aktivite oranı, (λ_A), Gutenberg-Richter parametresi (b) ve olası maksimum deprem magnitüdü, (M_{max}) değerleri hesaplanabilir. Magnitüd-deprem sayısı ilişkisini ifade eden Gutenberg-Richter ilişkisi için, M_{max} ile sınırlandırılan deprem magnitüdülerinin Kümülatif Dağılım Fonksiyonları (KDF) sırasıyla aşağıda verilmiştir. $\beta = b \ln(10)$ ve b , Gutenberg-Richter ilişkisi için b parametresidir.

$$F_M(m / M_{min}, M_{max}) = \begin{cases} 0 & \text{için, } m < M_{min} \\ 1 & \text{için, } m > M_{max} \end{cases}$$

$$= \frac{1 - \exp[-\beta(m - M_{min})]}{1 - \exp[-\beta(M_{max} - M_{min})]}, \quad M_{min} \leq m \leq M_{max} \quad (43)$$

Bu şartlara bağlı olarak belirli bir zaman aralığında ölçülen en büyük magnitüd $M_{max}^{göz}$ ve beklenen en büyük magnitüd değerlerinin karşılaştırılması sonucunda kısmi integrasyonlarla maksimum bölgesel magnitüdü (M_{max}) elde ederiz (Kijko and Graham, 1998).

$$M_{max} = M_{max}^{göz} + \int_{M_{min}}^{M_{max}^{göz}} [F_M(m / M_{min}, M_{max}^{göz})]^n dm \quad (44)$$

(44) denkleminin üzerinde birçok değişiklik rahatça yapılabilir. Örneğin, aşağıdaki denklemde belli bir bölgede birim zamanda meydana gelmiş deprem sayısı, n ile λT yer değiştirildiğinde, Poisson bağıntısına uyan bir denklem elde edilir ve (44) denklemini aşağıdaki şekle dönüşür.

$$M_{max} = M_{max}^{göz} \int_{M_{min}}^{M_{max}^{gz}} [F_M(m / M_{min}, M_{max}^{göz})]^{\lambda T} dm \quad (45)$$

Gutenberg-Richter temel magnitüdü KDF (43) için (44) denklemini aşağıdaki şekilde ifade edilebilir.

$$M_{max} = M_{max}^{göz} + \frac{E_1(TZ_2) - E_1(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} + M_{min} \exp(-\lambda T) \quad (46)$$

(45) ve (46) denklemlerinden, maksimum bölgesel magnitüdü (M_{max}) için yaklaşık değişim miktarı aşağıdaki formülle ifade edilir;

$$\begin{aligned} Değiş(M_{max}) &= \sigma_M^2 \\ &+ \left[\frac{E_1(TZ_2) - E_1(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} + M_{min} \exp(-\lambda T) \right]^2 \end{aligned} \quad (47)$$

σ_M^2 , lęlmř en yüksek magnitüdün hesaplanmasındaki değişim miktarını ifade eder. Gerekli olan tehlike parametreleri sismik aktivite oranı (λ) ve Gutenberg-Richter'in b parametresi maksimum olasılık yöntemiyle elde edilir (Kijko ve Sellevoll, 1989)

Bir bölgede belirli bir zaman aralığı boyunca (T), belirli bir magnitüdü değerinin aşılması olasılığı $H(m/T)$, ve bunun geri dönüşüm periyodu (GDP) bu bölge için sismik tehlikenin seviyesi hakkında bir bilgi verebilir.

Belirli bir bölgede M_{min} ' i aşan depremlerin ortalama sismik aktivite oranını;

$\lambda(m) = \lambda [1 - F_M(m)]$ formülü ile hesaplayıp, Poisson bağıntısında $m \geq M_{min}$ magnitdl depremler için uygularsak aşağıdaki eşitlikler elde edilir.

$$H(m / T) = 1 - \exp\{-\lambda T[1 - F_M(m)]\} \quad (48)$$

$$GDP_{(m)} = \frac{1}{\lambda[1 - F_M(m)]} \quad (49)$$

(48) denkleminde $T = 1$ alınır, tipik bir sismik tehlike eğrisi elde edilir. (T) için farklı değerler alınarak (25, 50, 100, 500) T 'ye bağlı aşma olasılıkları elde edilir. (49) denklemi bir bölgede belli bir magnitüd değeri için tekrarlama olasılığının hesaplanmasını sağlar. Çalışılan bölgede magnitüdü 6.0 olan bir depremin kaç yıl sonra tekrar meydana gelebileceği hesaplanabilir.

2.5.7. Korelasyon Boyutu (Correlation Dimension- D_C)

Korelasyon boyutunun hesaplanması klasik bir fraktal hesabında kullanılan kaplama temeline dayanmaz, fakat seti oluşturan nokta çiftlerinin arasındaki mesafeye (spatial correlations) bağlıdır (pratikte, korelasyonlar aşağıda anlatılan yöntemle belirlenir):

İlk olarak, N tane ayrı nokta arasındaki mesafe ($x_i, x_j, i \neq j$) Öklidyen normu için hesaplanır:

$$\|x_i - x_j\| = \sqrt{\sum_{k=1}^d (x_{i,k} - x_{j,k})^2} \quad (50)$$

ya da maksimum norm için;

$$\|x_i - x_j\| = \max_{k=1}^d (x_{i,k} - x_{j,k}) \quad (51)$$

d alanın boyutluluğudur.

Daha sonra korelasyon fonksiyonu aşağıdaki formülle hesaplanır:

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1, i \neq j}^N \Theta(r - \|x_i - x_j\|) \quad (52)$$

Θ Heavyside fonksiyonudur (eğer bağımsız değişken sıfırdan az ise $\Theta=0$, diğer durumlarda $\Theta=1$ dir). Fraktal bir set için, korelasyon fonksiyonu r ye bağımlı bir güç yasasına sahiptir.

$$\lim_{r \rightarrow 0} C(r) \propto r^{D_C} \quad (53)$$

Böylece,

$$D_C = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log C(r)}{\log r} \quad (54)$$

$C(r)$ aynı küre içerisinde iki nokta olma olasılığını hesaplar (Grassberger ve Procaccia, 1984) ya da diğer bir deyişle, x_j referans noktalarının etrafındaki r yarıçaplı bir küre ile ilişkilendirilen x_i noktalarının sayısının belirlenmesidir.

İyi bir istatistik analiz için, gerçek veri setlerinin analizi yapılırken fraktal skalalar için en çok karşılaşılan yöntem korelasyon boyutudur (correlation dimension).

D_C nin pratikte belirlenmesi: Grassberger ve Procaccia (1993) x_i değişik noktaların etrafında çizilmiş kürelerle hesaplanması ve x_j noktalarının sayısının hesaplanması daha iyi bir yöntemdir (Şekil 2.5). Bu yöntem küre sayma metodu olarak bilinir ve Grassberger-Procaccia algoritması ile gerçekleştirilir. $C(r)$ genellikle $N_{ref} < N$ referans noktalarının sayısı için belirlenir.

(51) aşağıdaki gibi olur:

$$C(r) = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{1}{N_{ref}} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N_{ref}} \sum_{j=1}^N \Theta(r - \|x_i - x_j\|) \quad (55)$$

Korelasyon fonksiyonu (51) ve korelasyon toplamı (korelasyon integrali) kullanımı arasındaki karışıklıktan kaçınmak için, korelasyon boyutunun tanımı denklem 56' da korelasyon integrali kullanılarak bir kez daha verilmiştir:

$$D_C = \lim_{N \rightarrow \infty} \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log C(r)}{\log r} \quad (56)$$

Burada,

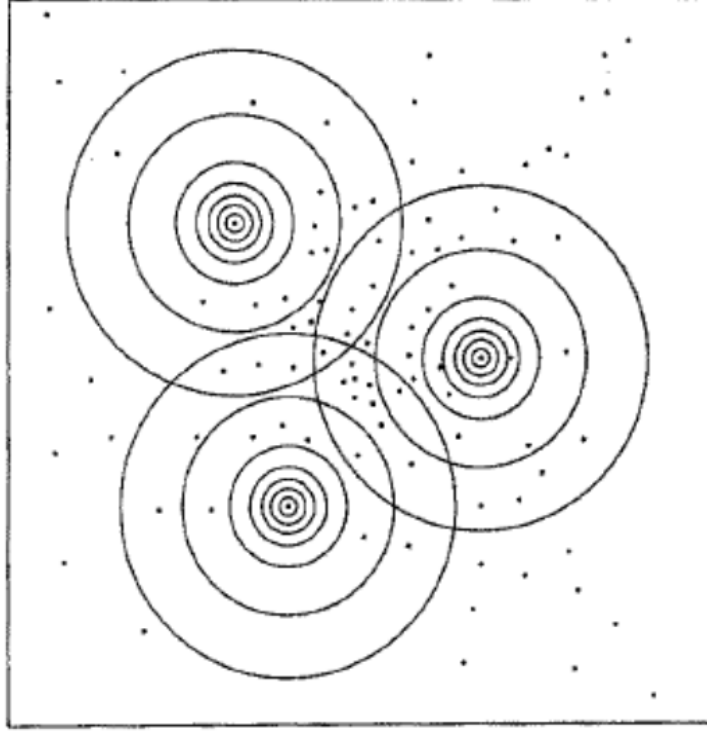
$$C(r) = \frac{1}{N_{ref}} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N_{ref}} \sum_{j=1}^N \Theta(r - \|x_i - x_j\|) \quad (57)$$

Yukarıda da anlatıldığı gibi, korelasyon boyutu (correlation dimension) küçük veri setleri için daha güvenilirdir (Grassberger ve Procaccia, 1983;1984). Greenside vd. $D_0 > \approx 2$ olarak elde etmenin çok zor olduğunu göstermişlerdir. Çok fazla sayıda veri noktası olduğu durumlarda $N = M^{D_0}$ ($10 \leq M \leq 42$) şekilde hesaplanması gereklidir (Smith, 1988). Eğer fraktal boyut büyükse, genellikle D_C D_0 'n yerine kullanılır (Smith, 1988, Abraham vd., 1986, Havstad ve Ehlers, 1989).

Hong ve Hong (1994) çalışmalarında gösterdiler ki:

$$N_{min} > \sqrt[!]{2} (\sqrt{27.5})^{D_C} \quad (58)$$

yani D_C için güvenilir bir sonuç elde edebilmek için, en az 204 veri noktası gereklidir (küre sayma metodu kullanılacağı zaman). Daha sonraki sonuçlar ise D_C 'nin tahmini için daha veri setlerinin de kullanılabileceğini göstermiştir.



Şekil 2.9. Korelasyon boyutu (Correlation Dimension): Farklı referans noktaları etrafındaki farklı yarıçaplı kürelerdeki noktaların sayısı hesaplanmıştır. Burada üç farklı referans noktası için 7 tane küre gösterilmiştir.

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

Türkiye ve civarı için pek çok araştırmacı tarafından farklı sismik kaynak bölgeleri kullanılarak sismik tehlike çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmada, Türkiye'nin batısı eski yapılan çalışmalar dikkate alınarak bölgelerin tektonik özellikleri ve sismik aktivitelerinde gözlenen değişimlerle birlikte 15 farklı kaynak bölgeye ayrılmıştır. Bayrak vd. (2008) tarafından hazırlanan aletsel deprem kataloğu ve tarihsel deprem verileri için GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program) kataloğu kullanılmıştır. 2008-2011 yılları arası depremler ise Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezinden alınmıştır. Bu çalışmada kullanılan katalog MÖ 1303 yılından 2011 yılı başına kadar olan depremleri içermektedir. Çalışmada kullanılan katalog M_S magnitüdü için homojen deprem kataloğu olup Bayrak vd. (2008)'den alınmıştır. Standart en küçük kareler yöntemi yatay eksenindeki değerlerin hatasız olduğu kabulüne dayanmaktadır. Farklı magnitüd türleri arasındaki ilişkiler her iki ekseninde de hatalar içerecektir. Bu yüzden, Bayrak vd. (2008)'de değişik magnitüd türleri arasında ilişki geliştirilirken her iki ekseninde ki hataları dikkate alan ortogonal regresyon analizi kullanılmıştır.

Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı sismik bölge için sismik tehlike parametreleri (b değerleri, geri dönüşüm periyodları ve beklenen en büyük magnitüd değerleri) hesaplanmıştır. Hesaplanan deprem tehlike parametreleri Gutenberg-Richter ilişkisinden elde edilen parametrelere bağlıdır. Bir deprem veri seti için hesaplanan bu parametreler, kullanılan eğri uydurma tekniklerine bağlıdır. Gutenberg-Richter, frekans-magnitüd ilişkisinde parametrelerin hesaplanması için en küçük kareler yöntemini (EKKY) kullanmışlardır. EKKY gözlenen maksimum depremden daha büyük depremleri dikkate almadığından istatistiksel olarak daha küçük b değerlerinin hesaplanmasına eğimlidir. G-R ilişkisi parametrelerini hesaplamak için Aki (1965) ve Utsu (1965) en büyük olasılık yöntemini (maximum likelihood estimation) (EBOY) önermişlerdir. G-R ilişkisinden hesaplanan parametrelerin en büyük olasılık yöntemi ile uyumlu olduğu ve sürekli olmayan kataloglarda daha iyi sonuçlar verdiği önerilmiştir (Weichert 1980, Bender, 1983). Bu çalışmada en büyük olasılık yöntemi ile b değerinin bölgesel, mekansal ve zamansal değişimi hesaplandı. Bölüm 2.3' de süreklilik analizinde tartışıldığı üzere, Batı Anadolu ve civarında oluşan depremleri içeren katalog özellikle aletsel dönem için bazı zaman aralıklarında sıfır gözlemleri vardır. Yani, bazı zaman periyodlarında katalog

süreksizlikleri içermektedir. Bu yüzden, bu çalışmada ayrıca duyarlı hesaplamalar yapmak için bu süreksizlikleri dikkate alan ve en büyük olasılık yöntemini kullanan Kijko-Sellovoll (1989) yöntemi uygulanmıştır. Bu yöntemi hem aletsel katalog için hem de aletsel ve tarihsel kataloglar için ayrı ayrı uygulanmıştır. Bu yöntemle b değerleri, depremlerin oluşma olasılıkları, geri dönüşüm periyotları ve oluşabilecek en büyük depremin magnitudü (M_{max}) hesaplanmıştır. Gumbel-III yönteminin en büyük avantajı bütün bir veri setine ihtiyaç duymamasıdır. Bu yöntemde, önceden belirlenmiş zaman aralıklarındaki büyük magnitudlü depremler kullanılır. Bu keyfi zaman aralığı genellikle çalışılan bölgedeki sismisite oranına göre belirlenir. Gumbel III dağılımının diğer bir avantajı ise, magnitudlerin üst sınırı olan ω parametresini içermesidir. Bu yüzden, olasılıksal modeller kullanılarak hesaplanan beklenen en büyük deprem magnitudü gerçek fiziksel niteliklere uygundur. Bu çalışmada Gumbel III yöntemi kullanılarak aletsel deprem katalogu için oluşabilecek en büyük depremin magnitudü (w) hesaplanmıştır.

3.1. En Büyük Olasılık Yöntemi ile Hesaplanan b Değerlerinin Değişimi

Batı Anadolu'nun farklı 15 sismik bölgesi için en büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan a ve b değerleri G-R ilişkisi için hesaplanan katsayıları göstermektedir. Her bölge için Gutenberg-Richter (1954) bağıntısı olarak bilinen $\log N = a - bM$ denkleminde a ve b depremsellik parametreleri en büyük olasılık yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Burada, M ; magnitudü, N ; magnitudü M veya M' den daha büyük olan depremlerin bir yıldaki sayısını, a ve b sabit regresyon katsayılarını göstermektedir. b değeri ülkemizde zamanla düzgün ve yavaş bir artış göstermektedir. Bunun nedeni; dünya sismograf ağının hızla gelişmesi sonucu algılanılan küçük depremlerin sayısının artmasıdır. 1950'ler den sonra Batı Anadolu'da artan deprem faaliyeti ve art sarsıntılarda b değerlerinin düzenli ve yavaş artış göstermesine katkısı olmuştur. Bir bölge için b değeri yalnızca o bölgedeki büyük ve küçük depremlerin sayısındaki relatif oranları yansıtmakla kalmaz aynı zamanda bölgedeki gerilme dağılımlarıyla da ilişkilidir. Birçok faktör b değerlerinin değişimlerine neden olabilir. b katsayısı deprem oluşumunun fiziği ile ilgili görüldüğünden depremlerin istatistik analizinde önemli bir parametre olarak dikkati çeker.

Sismik olarak aktif olan birçok bölge için b değeri ortalama olarak bir civarındadır (Frohlich ve Davis, 1993). Bununla birlikte, b değerinin detaylı olarak haritalanması önemli bilgiler ortaya koyar. b değerinin bölgesel dağılımı gerilme ve yamulma ile

ilişkilidir (Mogi, 1967; Scholz, 1968). Başka bir deyişle, yüksek b değerleri jeolojik yapının karmaşık olduğu bölgelerde gözlenmiştir (Lopez Casado vd., 1995) ve bu da çok kırıklı bir yapının varlığına işaret eder. Sonuç olarak düşük b değeri düşük heterojenite, büyük gerilme ve yamulma, yüksek deformasyon hızı ve büyük faylarla ilişkilidir (Manakou ve Tsapanos, 2000).

Bu çalışmada Batı Anadolu'nun deprensellik parametreleri değerlendirilmeye çalışılmıştır. Bu amaçla, Şekil 2.1' de gösterildiği gibi Batı Anadolu 15 farklı bölgeye ayrılmıştır. En büyük olasılık yöntemi için veri olarak 1900-2011 yılları arasındaki aletsel veriyi içeren katalog kullanılmıştır. Her bir bölge için hesaplanan a değerleri, kesme magnitüdüleri (M_C) ve b değerleri Tablo 3.1'de verilmiştir ve Şekil 3.1'de görülmektedir. Bahsedilen tüm bölgeler için en büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan b değerleri Şekil 3.2' de haritalanmıştır. Bu yöntemle hesaplanan b değerleri farklı tektonik özelliklere sahip bölgeler için farklı gruplara ayrılarak renklendirilmiştir.

Batı Anadolu yaygın deprenselliği ile dikkati çekmektedir. Bölgede yaygın olarak sığ ve derin odaklı depremler yer almaktadır. Bölgedeki sismotektonik yapılar yaklaşık doğu – batı doğrultulu bir dizi eğim atımlı normal fayların oluşturduğu graben sistemi olarak bilinmektedir. Sismik faaliyetin yüksek olduğu gerilmelerin sürekli boşaldığı Batı Anadolu'da nispeten büyük b değerleri $b=0.71- 1.02$ görülmektedir (Tablo 3.1).

Farklı kaynak bölgeleri için en büyük b değeri 1.02 ile Zeytindağı-Bergama fayını ve Akhisar fayını içeren 2. bölgede gözlenmiştir. Ayrıca Karaova-Milas, Ula-Ören ve Muğla-Yatağan fay zonlarını içine alan 7. bölgede de yüksek b değeri (1.00) hesaplanmıştır. Kütahya fay zonu olarak adlandırdığımız 6. bölgede b değeri (0.97) nispeten yüksektir. En düşük b değerleri ise Ege yayının ve dalma batma zonunun olduğu bölgelerde elde edilmiştir. Bu bölgeler, Marmaris-Köyceğiz ve Fethiye fayını içeren büyük bir kısmı denizde olan, Rodos adasını da içine alan 12. bölgede (0.71), Ege adalarını içeren 10. bölgede (0.75) ve Ege yayının olduğu 11. bölgede (0.79) elde edilmiştir. Gediz grabenini içeren 4. bölgede ve Büyük Menderes grabenini içeren 8. bölgede tektonik yapılarına bağlı olarak yüksek b değerleri (sırası ile 0.96, 0.83) elde edilmiştir. 13. bölge de hesaplanan b değeri 0.86 dır. Bu bölge Gölhisar-Çameli fay zonunu, Acıgöl fayını, Tatarlı ve Kumdanlı faylarını ve Dinar grabenini kapsayan bölgedir. 14. ve 15. bölgelerde aynı b değerleri (0.85) hesaplanmıştır.

b değerinin bölgesel değişimini belirleyebilmek için, hesaplanan değerler dört gruba ayrılmıştır. Bu değerler 0.80' den küçük, 0.80-0.90 arası, 0.90-1.00 arası ve 1.00' den

büyük olacak şekilde dört farklı grupta ele alınmıştır. Bu gruplar Şekil 3.2' de görüldüğü gibi farklı renklerle haritalanmıştır. En yüksek b değerleri 2. ve 7. bölgelerde hesaplanmış ve bu bölgeler sırası ile Akhisar fayı ve Karova-Milas fayları ile ilişkilidir. 2. bölge için yüksek ısı akısı rapor edilmiş (İlkışık, 1995) ve bu yüksek ısı akısı yüksek b değerine neden olmuştur. Polat vd. (2008) çalışmasında Karova-Milas fayı ve civarının yüksek heterojineteye sahip olduğunu belirlemiş ve bu yüksek heterojenite 7. bölge için yüksek b değerine neden olmuştur. İkinci grup b değerleri ($0.90 < b < 1.00$) 4., 5. ve 6. bölgelerde elde edilmiştir ve bu bölgeler sırası ile Gediz grabeni, Simav fayı ve Kütahya fay zone ile ilişkilidir. $0.80-0.90$ arasındaki b değerleri ise 1., 3., 8., 9., 13., 14. ve 15. bölgelerde gözlenmiştir. Bu bölgeler sırası ile Aliğa fayı, Eskişehir, İnönü-Dodurga fayı, Büyük Menderes grabeni, Sandıklı fayı, Dinar grabeni, Sultandağı fayı ve Kaş fayı ile ilişkilidir. 0.80 den küçük b değerleri ise Ege yayı, Ege adaları, Marmaris, Köyceğiz ve Fethiye faylarını içerisine alan 10., 11. ve 12. bölgelerde gözlenmiştir. Ege yayındaki düşük b değeri, dalma batma zonundaki yüksek gerilim birikmesinden ve bu gerilimin yüksek magnitüdü depremler tarafından açığa çıkarılmasından kaynaklanmaktadır (Öncel ve Wilson, 2002).

Batı Anadolu'da Kuzey-Güney kıta genişlemesinin sonucu olarak birkaç graben sistemi gelişmiştir (Oral vd., 1995; Le Pichon vd., 1995). Graben sistemlerinin olduğu bölgelerde b değeri 0.90 'dan büyük olarak gözlenmiştir. Bu durum, bölgedeki düşük gerilimin çok sayıda küçük magnitüdü depremlerle açığa çıkmasından ve bölgedeki jeolojinin karmaşık olmasından kaynaklanmaktadır (Lopez Casado vd., 1995). Bölgesel b değerleri Ege yayı ve civarı için yüksek magnitüdü depremselleğin (düşük b değerleri), graben sistemleri, Akhisar fayı, Karova-Milas fayı ve Muğla-Yatağan fayları için ise yüksek magnitüdü depremsellik riski olmadığını gösterir (yüksek b değerleri). Polat vd. (2008) Ege açılma bölgesi için b değerleri ile deprem riskini çalışmıştır. Bu çalışmada da aynı bölge için yüksek b değerleri elde edilmiştir. Bu yüksek b değerleri graben sistemlerinin heterojinitesi ile ilgilidir ve Polat vd. (2008) nin yaptığı çalışma ile uyumludur. Graben sistemlerinde yüksek b değerleri gözlenmesine karşın 8. bölgede (Büyük Menderes grabeni) nispeten daha düşük b değeri elde edilmiştir (0.83). Bunun nedeni ise bölgede oluşan büyük depremler olabilir (Şekil 2.1).

Papaioannou ve Papazachos (2000) Ege bölgesini de içine alacak şekilde b değerlerini hesaplamıştır. Yapılan çalışmada Ege yayı ve civarında $0.70-0.80$ değerleri elde etmişlerdir ve bu çalışmada gözlenen sonuçlar (< 0.80) ile uyumlu olduğu gözlenmiştir.

İzmir ve civarı için 0.85 değeri elde edilmiş ve bu çalışmada hesaplanan 0.83 (8. bölge) değeri ile uyumludur. Jenny vd. (2004) Batı Anadolu bölgesi için yaptığı çalışmada b değerini ortalama 1 olarak bulmuştur. Bayrak vd. (2009) Batı Anadolu'nun farklı bölgeleri için yaptığı çalışmada b değerini 0.82-1.15 arasında değiştiğini gözlemlemiş ve bu çalışmada elde edilen değerler ($0.71 < b < 1.02$) ile uyumlu olduğu belirlenmiştir. Bu çalışmada en büyük olasılık yöntemi ile aletsel dönem kataloğu kullanılarak hesaplanan b değerleri literatürdeki çalışmalar ile uyumlu olduğu belirlenmiştir.

Sayıl ve Osmaşahin (2008) en küçük kareler yöntemi kullanılarak Batı Anadolu için b değerleri hesaplanmıştır. Hesaplanan b değerleri bu tez çalışmasında bulunan değerlerden daha düşüktür. Bu tezde, bu bölgede hesaplanan b değerleri 1.0' dan daha büyüktür. Sayıl ve Osmaşahin (2008) tarafından yapılan çalışmada bulunan değerler 0.42 ile 0.66 arasında değişmektedir. Hesaplanan b değerleri arasındaki fark, Sayıl ve Osmaşahin (2008)' in farklı veri seti ve bu çalışmada kullanılan yöntemden farklı bir yöntem kullanmasından kaynaklanmaktadır.

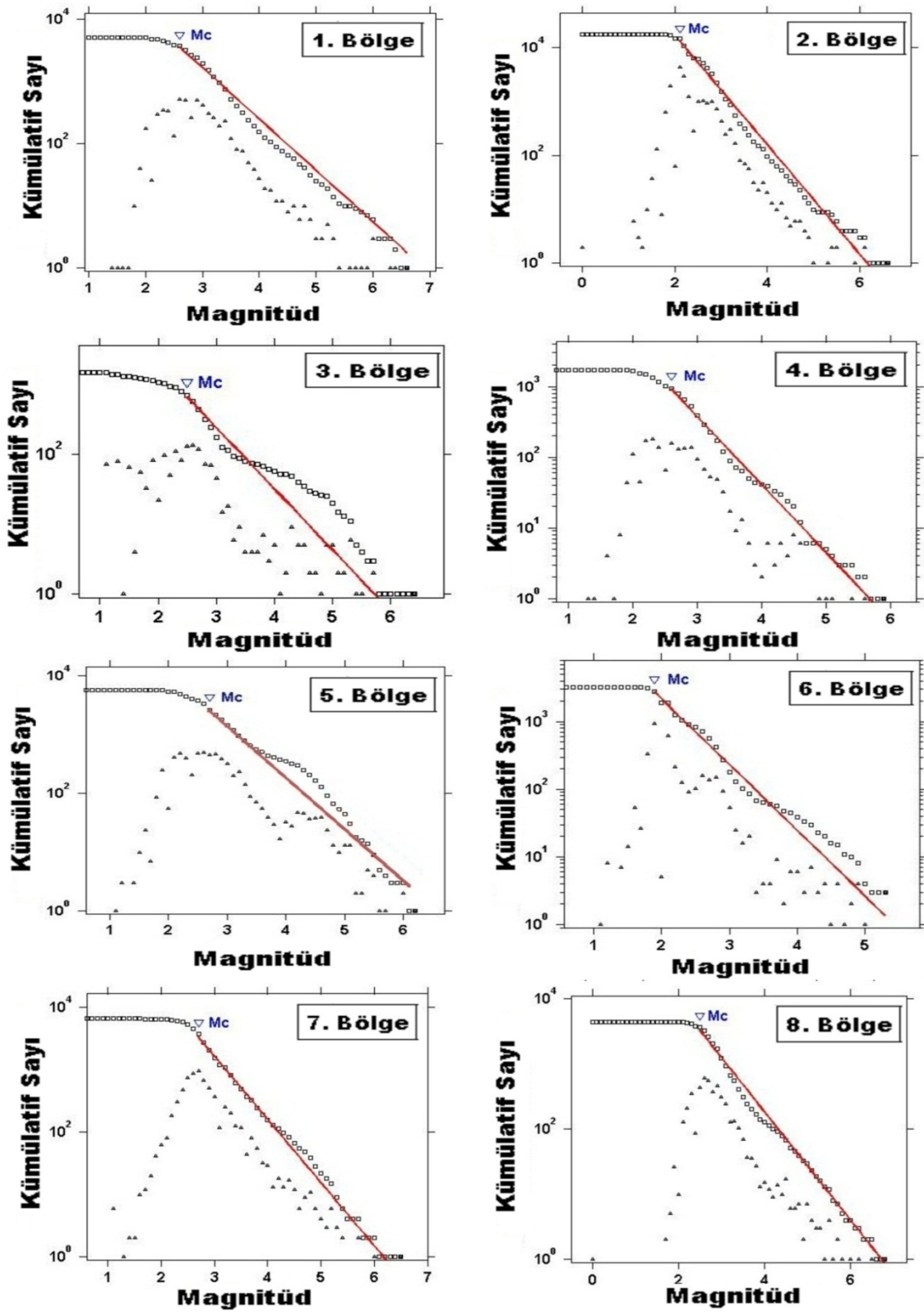
Tablo 3.1. En büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan a , b değerleri ve korelasyon integrali ile hesaplanan D_C değerleri

Bölge	Tektonik	M_{\max}	M_C	a	b	σb	D_C	σD_C
1	Aliğa Fayı	6.60	2.6	5.7	0.82	0.01	2.18	0.05
2	Akhisar Fayı	6.60	2.1	6.2	1.02	0.01	1.94	0.04
3	Eskişehir, İnönü Dodurga Fay zonları	6.40	2.5	4.8	0.88	0.04	1.94	0.04
4	Gediz Grabeni	5.90	2.6	5.6	0.96	0.03	2.03	0.04
5	Simav, Gediz-Dumlupınar Fayları	6.20	2.7	5.7	0.94	0.02	2.00	0.03
6	Kütahya Fay Zonu	5.30	1.9	5.7	0.97	0.02	2.03	0.06
7	Karova-Milas, Muğla-Yatağan Fayları	6.50	2.7	6.2	1.00	0.02	2.02	0.01
8	Büyük Menderes Grabeni	6.80	2.5	5.6	0.83	0.01	2.17	0.04
9	Dozkırı-Çardak, Sandıklı Fayları	6.30	2.5	5.1	0.84	0.02	1.93	0.04
10	Ege Adaları	7.70	4.0	5.6	0.75	0.04	2.18	0.03
11	Ege Yayı	7.10	3.8	5.5	0.79	0.06	2.07	0.06
12	Ege Yayı, Marmaris, Köyceğiz, Fethiye Fayları	7.10	3.8	5.4	0.71	0.03	2.21	0.04
13	Gölgözü-Çameli, Acıgöl, Tatarlı, Kumdanlı Fayları, Dinar Grabeni	6.90	2.8	5.3	0.86	0.02	1.91	0.04
14	Sultandağı Fayı	7.00	2.3	5.2	0.85	0.02	1.99	0.05
15	Beşşehir gölü, Kaş Fayı	6.80	3.3	5.6	0.85	0.04	2.01	0.03

3.1.1. *b* Değerlerinin Zamana Göre Değişimi

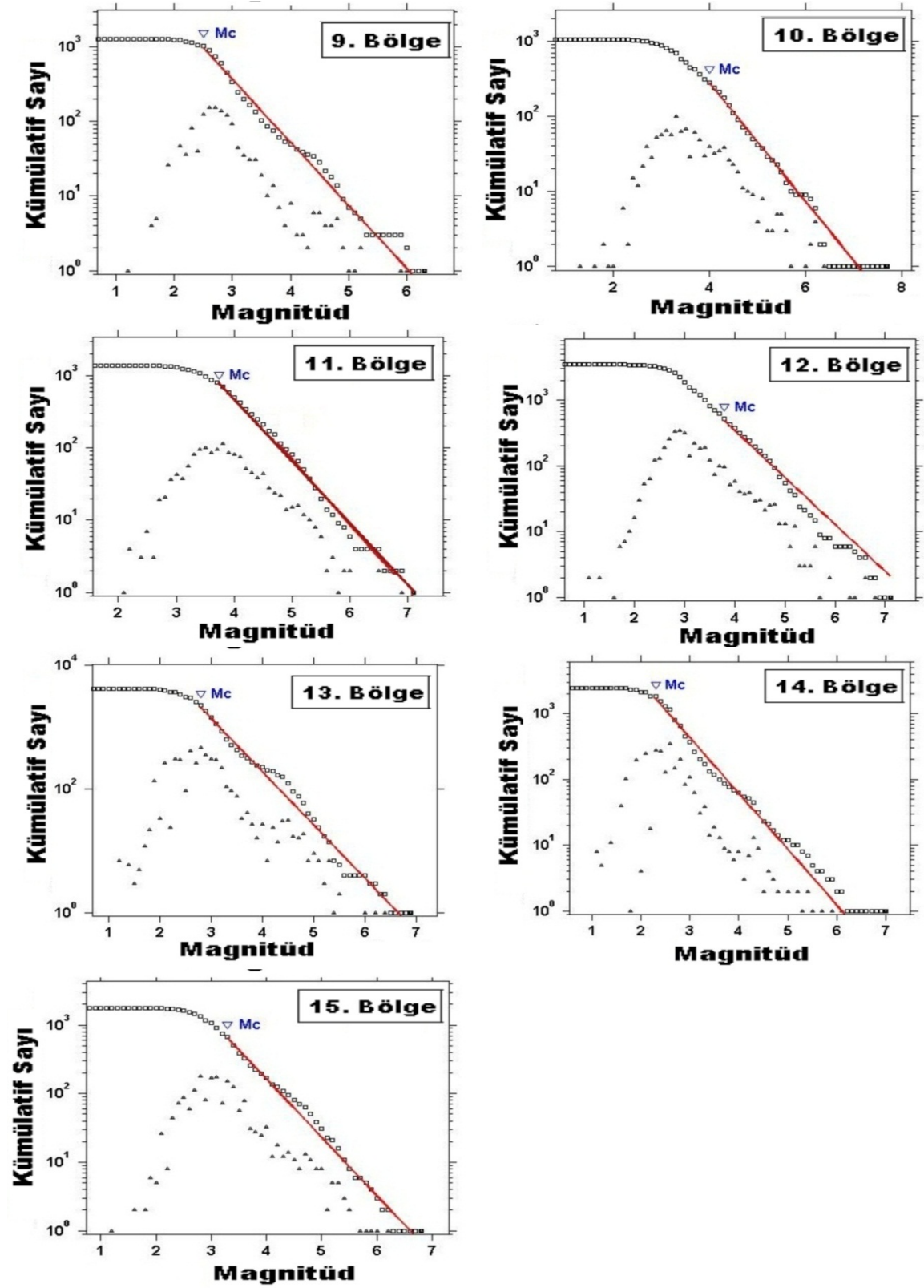
Zamana göre *b* değerinin sağladığı en önemli bilgi zamana göre gerilim durumunun belirlenmesidir. Orta-büyük depremlerden önce etkili olan gerilim durumunun artması ve buna bağlı olarak *b* değerinin düşmesi depremlerin önceden kestirilmesi çalışmalarında kullanılmaktadır (Kanamori, 1981). Ana şoktan sonra gerilim durumunun düşmesi ise *b* değerinin tekrar artmasına neden olmaktadır. Bu durumlar göz önüne alınarak Batı Anadolu'daki farklı 15 kaynak bölge için en büyük olasılık yöntemi kullanılarak *b* değerinin zamana göre değişimi hesaplanmıştır (Şekil 3.3). Hesaplamalar Zmap 6.0 (Wiemer, 2001) programında yapılmıştır. Şekil 3.3'e bakıldığında bölgelerin çoğu için *b* değerinin düştüğü zaman orta-büyük bir deprem gözlemlendiği görülmektedir.

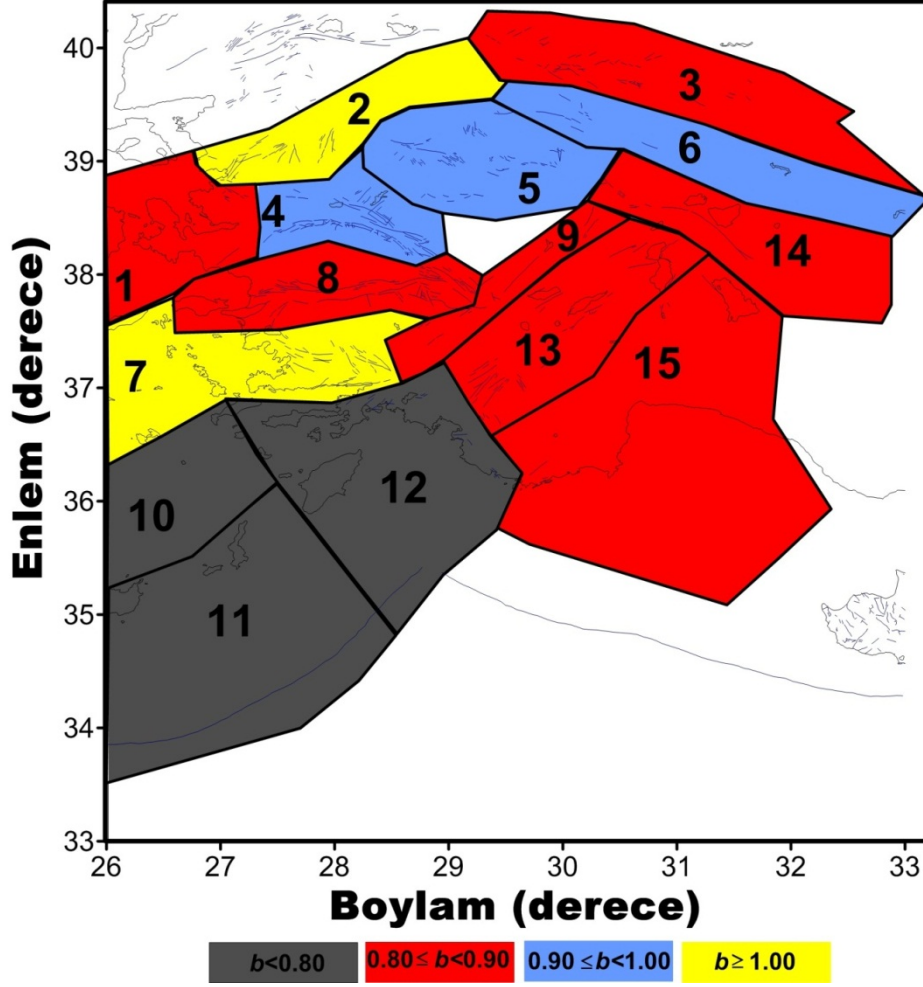
17.10.2005 tarihinde 1. bölgede oluşan İzmir-Sığacık depremleri zamanında *b* değerinde bir düşüş ve daha sonra bir artış açıkça görülmektedir (Şekil 3.3). 2. bölge için *b* değerinin düştüğü yerlerde herhangi bir deprem gözlenmemiştir. 3. bölge için 15.11.1983 yılında oluşan ve magnitüdü 4.75 olan depremden önce *b* değerinde düşüş gözlenmeye başlamış ve depremden sonra *b* değeri tekrar artmıştır. 4. bölge için $M=4.2$ magnitüdü 19.12.1990 yılında oluşan depremden yaklaşık 2-3 yıl önce *b* değerinde düşüş başlamakta ve depremden sonra *b* değerinin yükselmeye başladığı gözlenmiştir. 5. bölgede 1975 yılına kadar *b* değerinde bir düşüş gözlenmekte ve bunun nedeni olarak bu bölgedeki katalogta 1975 yılına kadar sadece magnitüdü 4.0'dan büyük depremlerin olması ve bu tarihten sonra deprem istasyonlarının gelişmesi ile birlikte $M<4.0$ magnitüdü depremlerin kaydedilmesidir. Bu bölge için 1976-1978 yılları arasında küçük bir düşüş gözlenmiştir ve bu tarihler arasında magnitüdü 4.0 dan büyük ayda ortalama 1-2 tane deprem oluşmuştur. 2008 yılında *b* değerinde küçük bir düşüş ve ani bir artış gözlenmiştir. Bunun nedeni ise 30.09.2008 yılında meydana gelen 4.7 magnitüdü depremdir. 6. bölge için zamana göre *b* değerlerine bakıldığında zaman 1995 ve 2005 yıllarında düşüş gözlenmiştir. 1995 yılındaki düşüşün nedeni 07.25.1995 yılında meydana gelen magnitüdü 4.0 olan depremdir. 7. bölge için zamana göre hesaplanan *b* grafiğine bakıldığında 1996 ve 2006 yıllarında düşüş gözlenmiş ve bunların nedeni sırası ile 04.17.2006 ($M=4.3$) ve 12.23.2009 ($M=4.2$) tarihlerinde oluşan depremlerdir.



Şekil 3.1. Batı Anadolu'daki farklı 15 kaynak bölge için en büyük olasılık yöntemi ile aletsel dönem için hesaplanan b değerleri

Şekil 3.1'in devamı





Şekil 3.2. En büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan b değerlerinin haritalanması

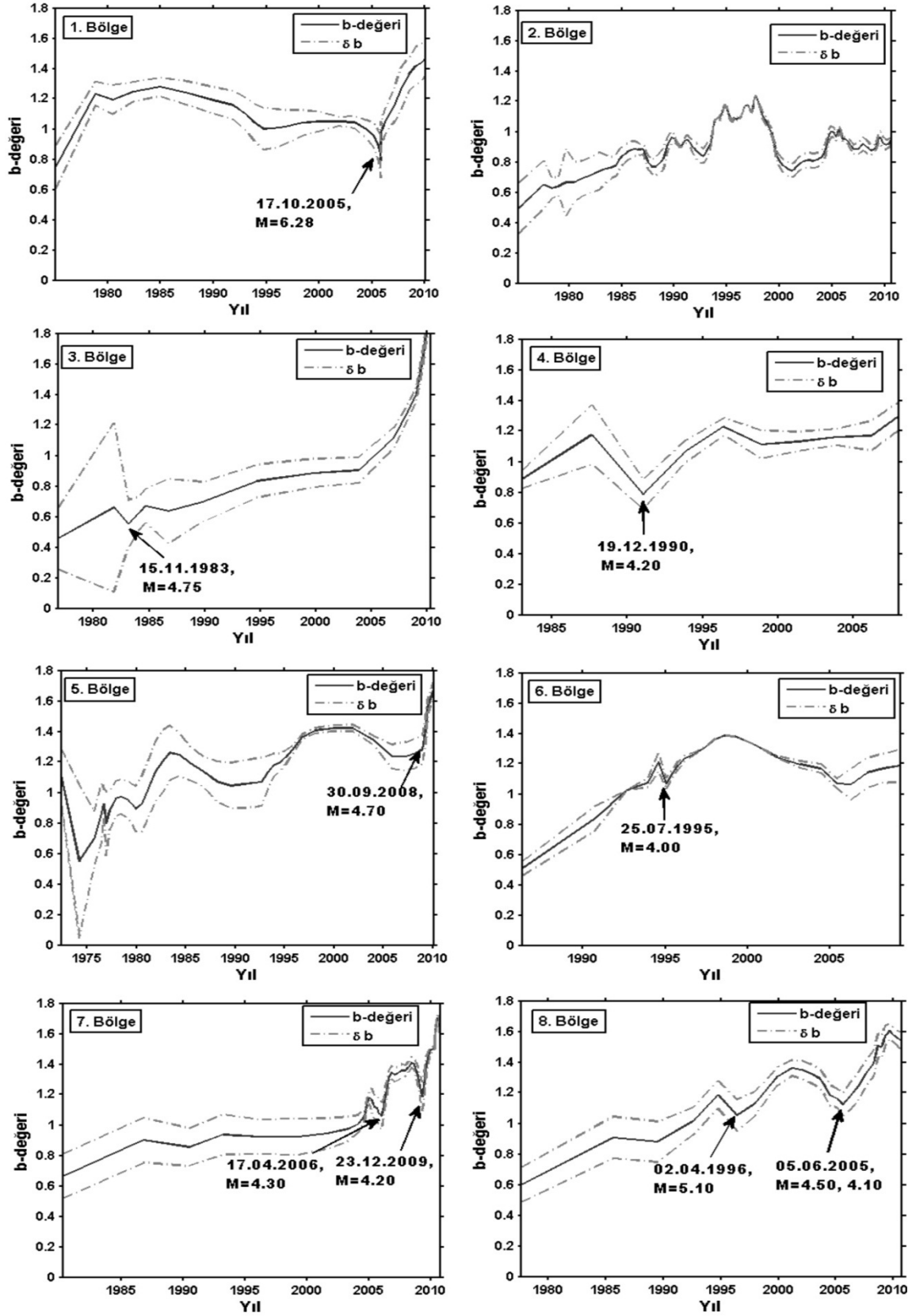
Büyük Menderes Grabenini içeren 8. bölge için grafiğe bakıldığı zaman, 1996 ve 2006 yıllarında b değerindeki düşüş açıkça görülmektedir. b değeri 1995 yılında düşmeye başlıyor ve 02.04.1996 yılında meydana gelen 5.1 magnitüdü depremden sonra 2002 yılına kadar tekrar artmaya başlıyor. 2002 yılından sonra b değeri tekrar düşmeye başlıyor ve 05.06.2006 yılında Aydın'da meydana gelen magnitüdü 4.5 olan depremden sonra artmaya başlıyor. Ayrıca bu depremden yaklaşık 15 dakika sonra magnitüdü 4.1 olan bir artçı deprem meydana gelmektedir. 9. bölge için hesaplanan b değerinin zamana göre değişim grafiğine bakıldığında b değerinde net bir düşüş gözlenmektedir. Fakat 04.21.2000 tarihinde oluşan magnitüdü 4.8 olan deprem öncesi b değerinde düşüş gözlenmiştir. 10. bölgede 1989-1990 yılları arasında bir düşüş meydana gelmiş ve daha sonra 01.13.1990 tarihinde sırasıyla 20:56 ($M=4.6$), 22:48 ($M=4.4$) ve 23:08 ($M=4.2$) saatlerinde depremler meydana gelmiştir. Buradaki düşüşün nedeni yaklaşık 2 saatte oluşan bu üç depremden kaynaklandığı belirlenmiştir. 11. bölgede 1983-1986 yıllarında b değerinde bir azalış

gözlenmiş ve bu azalımın 09.27.1985 ve 05.22.1986 tarihlerinde meydana gelen ve magnitüdüleri sırasıyla 5.5 ve 5.2 olan iki depremden sonra tekrar artmaya başladığı görülmektedir. Bu bölgede 23.09.2007 yılında meydana gelen 5.2 magnitüdü deprem öncesinde b değerinin düştüğü daha sonra tekrar arttığı gözlenmiştir. 12.04.1996 ve 26.04.1996 yıllarında sırasıyla magnitüdüleri 4.9 ve 4.8 olan iki deprem meydana gelmiştir ve bu depremler öncesinde b değerindeki azalım 12. bölge grafiğinde açıkça görülmektedir. Bu bölgede 2009 yılındaki $M=5.6$ magnitüdü deprem öncesinde de yine b değeri azalım göstermiş ve depremden sonra artmaya başlamıştır. 13. bölgede 01.10.1995 tarihinde 6.0 magnitüdü bir deprem meydana gelmiş ve bu deprem öncesi ve sonrası da yine b değerinde aynı gözlemler yapılmıştır. Sultandağı fayını içeren 14. bölgede 03.02.2002 tarihinde merkez üssü Afyon'un Çay ilçesi olan 6.1 magnitüdü bir deprem meydana gelmiş ve depremde 44 kişinin öldüğü yaklaşık 600 kişinin de yaralandığı rapor edilmiştir. Yine bu deprem öncesinde b değerinde düşüş ve deprem sonrasında artış olduğu gözlenmiştir. 15. bölge için ise b değerinde değişimlerin olduğu yerlerde herhangi bir deprem gözlenmemiştir.

3.1.2. En Büyük Olasılık Yöntemi ile Hesaplanan b Değerinin Mekansal Değişimi

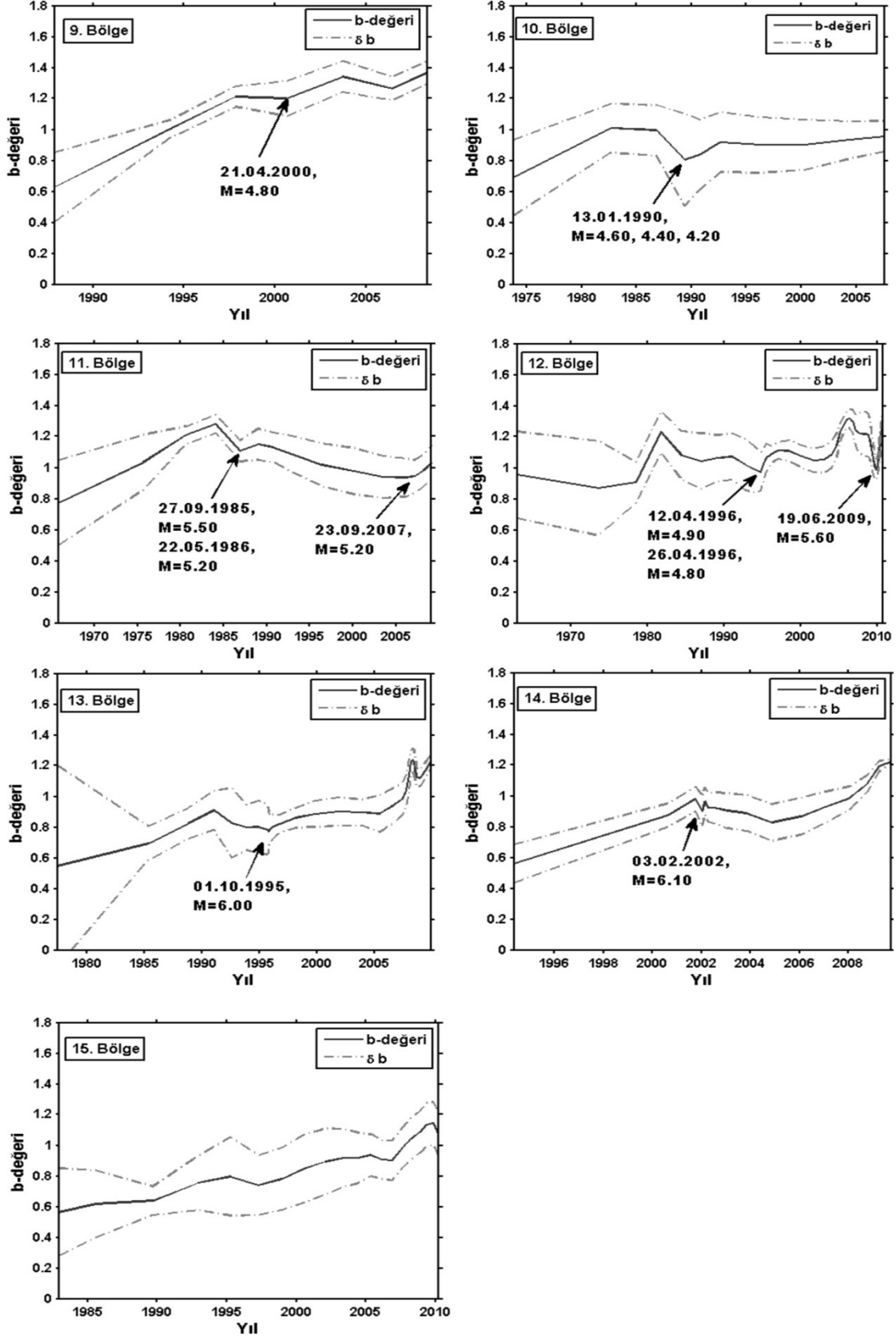
Batı Anadolu ve civarı $0.5^0 \times 0.5^0$ lik gridlere ayrılarak, herbir grid için en büyük olasılık yöntemi kullanılarak b değerleri hesaplanmıştır (Şekil 3.4). Deprem sayısının 30'dan az olduğu yerler için b değeri elde edilmemiştir.

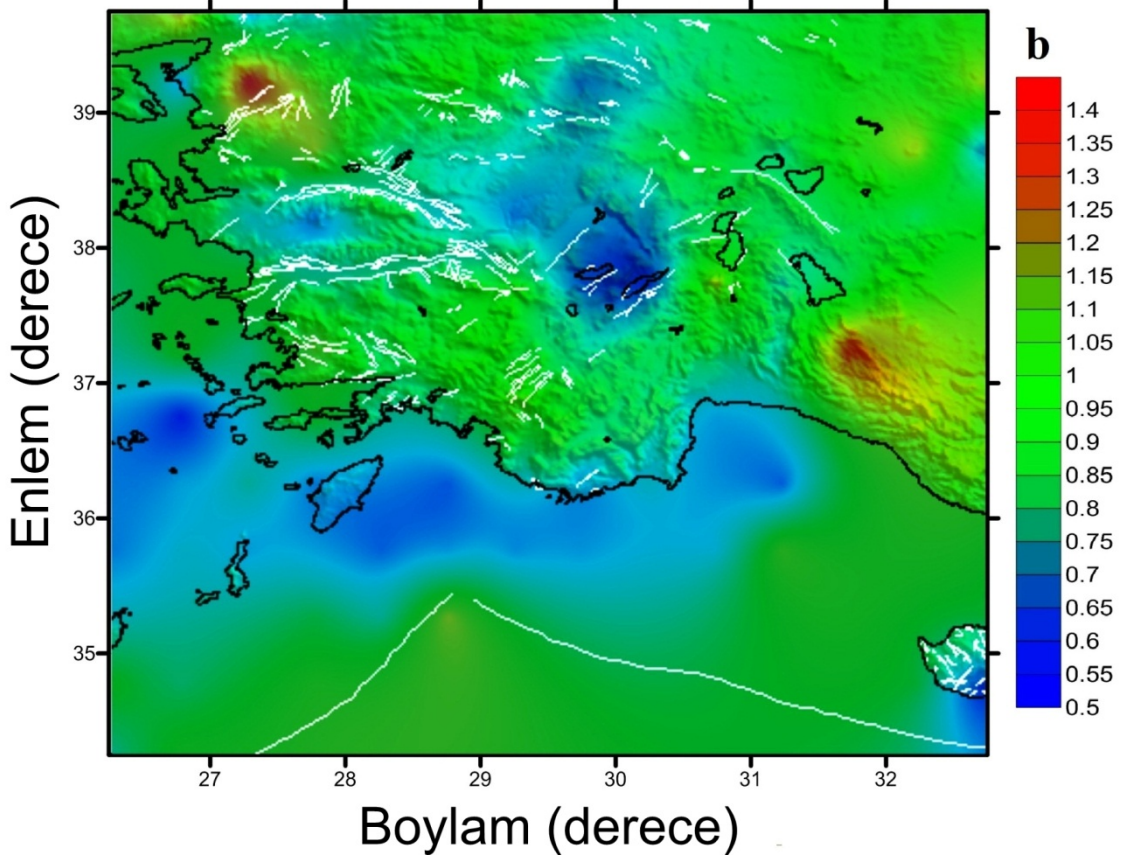
Düşük P dalgası hızlarının gözlemlendiği yerlerde yüksek b değerleri ile ilişkilidir (Ogata vd., 1991). Batı Anadolu ve civarı için Salah vd. (2007) tarafından sismik tomografi yöntemi ile yapılan P dalgasının 2 km derinliğindeki hız dağılım haritasına bakıldığında (Şekil 3.5), Gediz ve Küçük Menderes Grabenleri arasında düşük b değerlerine karşılık yüksek P dalgası hızları gözlenmiştir (Şekil 3.5). Burdur-Fethiye fay zonu ve Acıgöl fay zonu civarında yüksek P dalgası hızlarına karşın düşük b değerleri hesaplanmıştır (Burdur Gölü civarı). Rodos ve civarında düşük b değerleri elde edilmesine rağmen bu bölge için nispeten P dalgası hızları yüksektir. Ayrıca Gediz grabeninin güneydoğu kısmındaki düşük b değerlerine karşılık yüksek P dalgası hızları gözlenmiştir.



Şekil 3.3. En büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan b değerlerinin zamana göre değişimi

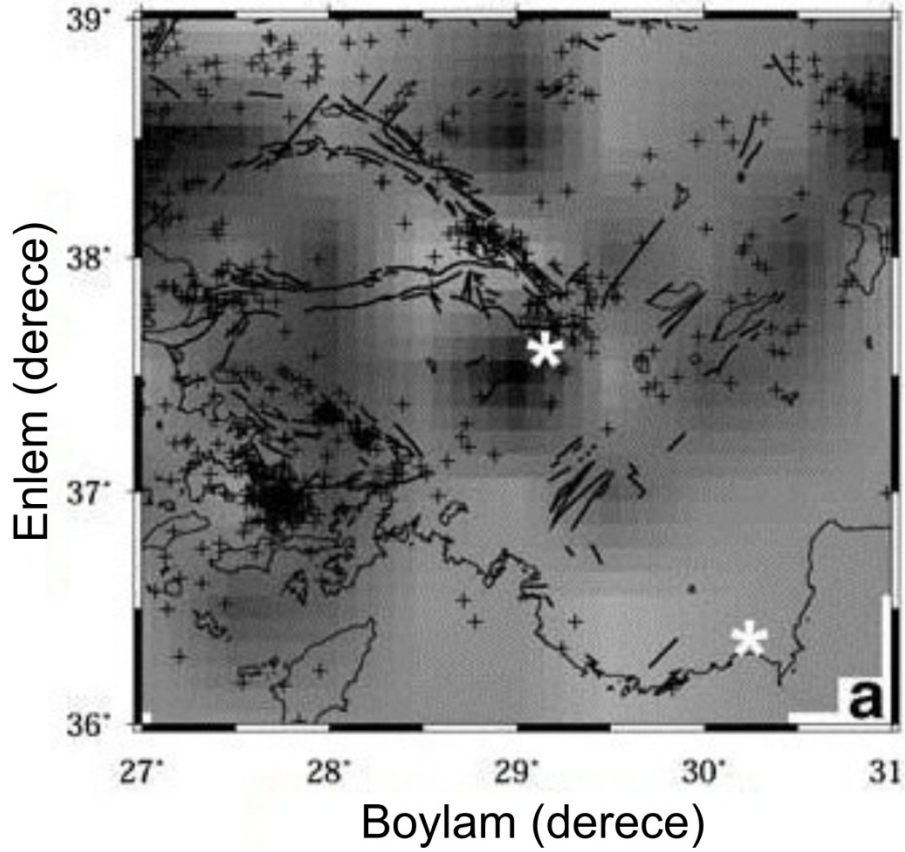
Şekil 3.3'ün devamı





Şekil 3.4. En büyük olasılık yöntemi ile mekana göre hesaplanan b değerleri

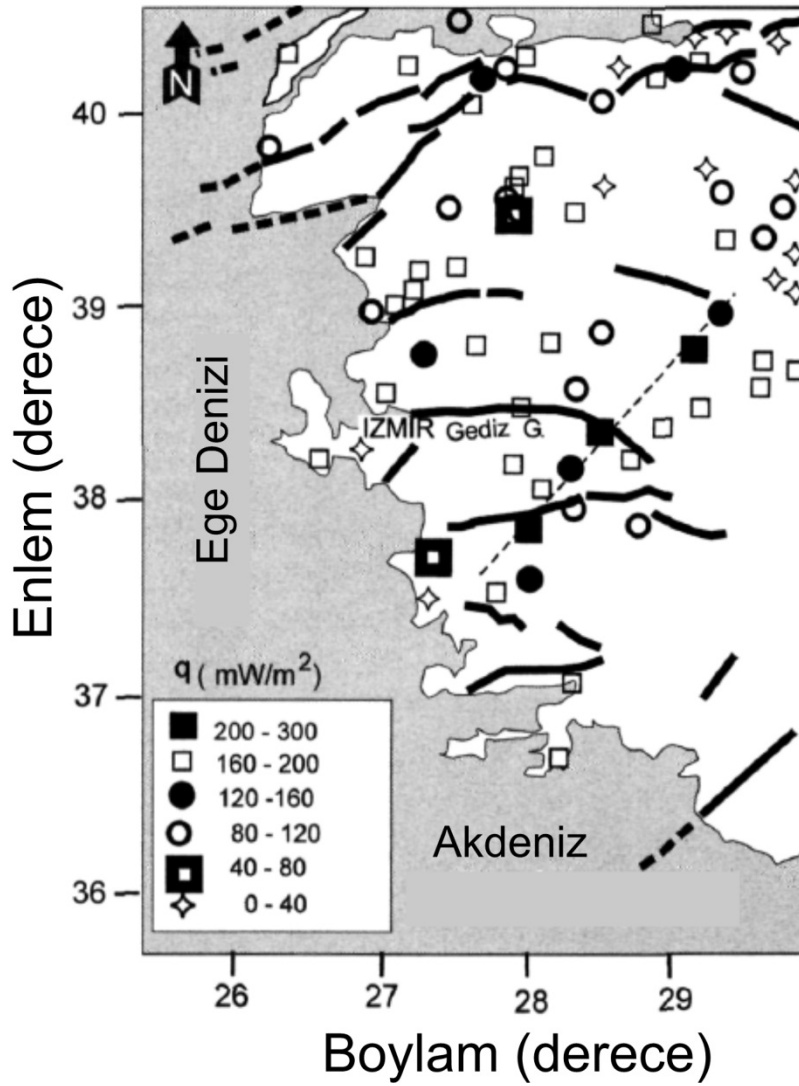
Gürer vd. (2001) tarafından hazırlanan Batı Anadolu'nun ısı akısı haritasına bakıldığında (Şekil 3.6), Bergama-Zeytindağı Fay zonunda yüksek b yüksek ısı akısı gözlenmiştir. Gediz-Dumlupınar fayı ve civarında da (39°K ve 30°D) yine düşük b ve düşük ısı akısı değerleri belirlenmiştir. Bu verilere göre, ısı akısı ile b değerleri arasında doğrusal bir ilişki vardır. Çalışma alanı için, yüksek ısı akısı değerleri yüksek b değerlerine, düşük ısı akısı değerleri ise düşük b değerlerine karşılık gelmektedir.



Şekil 3.5. Batı Anadolu için 2 km derinlikteki P dalgası hız dağılım haritası (Koyu renkler yüksek hızları, açık renkler düşük hızları temsil etmektedir) (Salah vd., 2007)

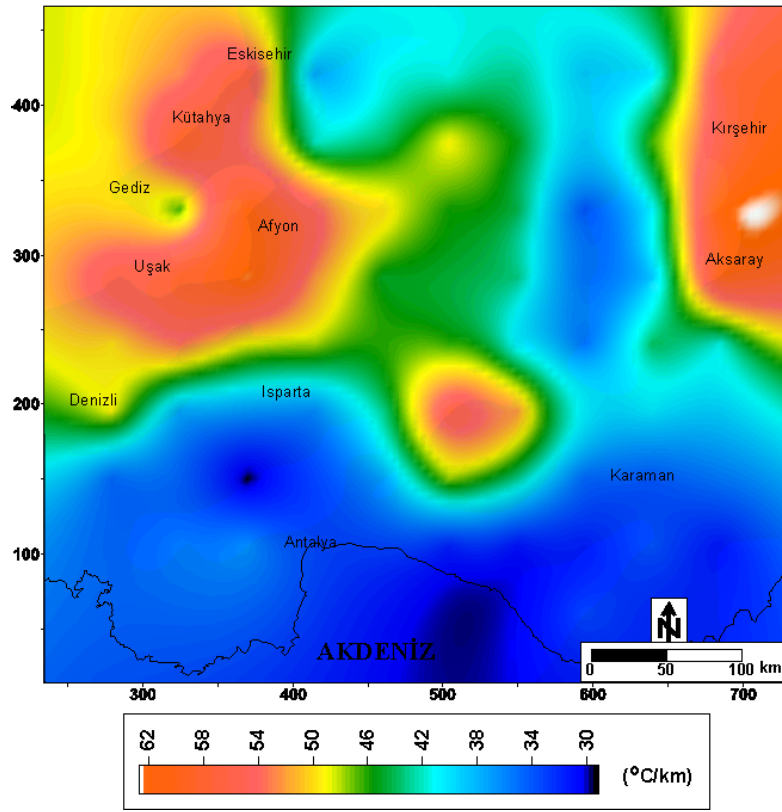
Batı Anadolu bölgesi depremselliği yönünden Türkiye'nin en aktif bölgesidir. Bu bölgede küçük-orta büyüklü fayların yanı sıra graben sistemlerine de sahiptir. Bunlardan en önemlileri Gediz Grabeni ve Büyük Menderes Grabenidir. Graben sistemleri jeolojik olarak heterojenitesi yüksek bölgeler olarak bilinmekte ve bu bölgelerdeki depremsellik ise küçük-orta ölçekli depremler olarak bilinmektedir. Yüksek heterojenite ve küçük-orta magnitudlü depremler b değerlerinin artmasına neden olmaktadır.

Gediz grabeni ve Büyük Menderes Grabeni civarında nispeten yüksek b değerleri elde edilmiştir (Şekil 3.4). Graben sistemleri depremsellik ve jeolojik özellikleri nedeniyle yaklaşık $b=1.00$ değeri verirler (Lopez Casado vd., 1995) ve bu iki graben sistemi için de yaklaşık bu değer elde edilmiştir.



Şekil 3.6. Isı akısı haritası (Gürer vd., 2001)

Yapılan laboratuvar çalışmaları sonucunda yüksek ısı gradiyentinin yüksek b değerlerine karşılık geldiği belirlenmiştir (Warren ve Latham, 1970). Dolmaz (2004) Batı Anadolu için ısı gradiyenti çalışması yapmıştır (Şekil 3.7). Beyşehir gölü civarında yüksek ısı gradiyenti değerlerine karşılık yüksek b değerleri elde edilmiştir. Isparta-Antalya illeri arasında kalan bölgede ise düşük b ve düşük ısı gradiyent değerleri gözlenmiştir. Kütahya fay zone ve civarında da yüksek ısı gradiyent değerleri gözlenmesine karşılık bu bölge de düşük b değerleri elde edilmiştir. Bunun nedeni Kütahya fay zone ve civarının gerilim durumu olarak söylenebilir.



Şekil 3.7. Isı gradiyent haritası (Dolmaz, 2004)

Sandıklı fayı ve Kumdanlı fayı civarı için de düşük b değeri elde edilmiştir. McClusky vd. (2003) Anadolu ve civarı için GPS hızları ile plaka hareketlerini belirlemişlerdir. Sandıklı fayı ve Kumdanlı fayı civarı Ege plakası ile Anadolu plakasının çarpışma noktasında kalan ve Ege plakasının dönmeye başladığı bölgedir. İki plakanın çarpışması burada düşük b değerine neden olmaktadır.

3.2. Fraktal Boyut (D_C) Değerlerinin Değişimi

3.2.1. Fraktal Boyut Değerlerinin Bölgesel Değişimi

Fraktal boyutu (D_C) korelasyon integrali kullanılarak hesaplanmıştır. Korelasyon integrali, veriyi oluşturan noktalar arasındaki mesafeler ile belirlenir (Grassberger and Procaccia, 1983) ve bu çalışmada noktalar depremlerin episantrları olarak alınmıştır. Korelasyon integrali kümelenmelerdeki küçük değişikliklere duyarlı olduğundan başarılı sonuçlar verir (Kagan and Knopoff, 1980; Hirata, 1989).

Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı bölge için fraktal boyut grafikleri Şekil 3.8’ de, hesaplanan D_C değerleri ve bu değerlerin standart sapmaları ise Tablo 3.1’de verilmiştir. Hesaplanan D_C değerleri 1.91 ve 2.21 arasında değişmektedir ve bu değerler çalışma alanının sismik olarak aktif bir bölge olduğunu göstermektedir (Kayal, 1994). En küçük D_C değerleri Kumdanlı fayı ile ilişkili olmasına karşın en yüksek değerler Ege yayı ile ilişkilidir. D_C değerinin bölgesel değişimi için D_C değerleri 4 gruba ayrılmıştır ($D_C < 1.95$, $1.95 < D_C < 2.05$, $2.05 < D_C < 2.15$ ve $D_C > 2.15$). Bu dört grup farklı renklerle kullanılarak Şekil 3.9’da haritalanmıştır. En yüksek D_C değerleri 1., 8., 10. ve 12. bölgelerde elde edilmiş ve bu bölgeler sırası ile Aliğa fayı, Büyük Menderes Grabeni, Ege adaları ve Ege yayı ile ilişkilidir. İkinci grup D_C değerleri ($2.05 < D_C < 2.15$) sadece Ege yayının güneyinde bulunan 11. bölgede elde edilmiştir. 1.95-2.05 arasında değişen D_C değerleri ise 4. (Gediz Grabeni), 5. (Simav Fayı), 6. (Kütahya Fay Zonu), 7. (Karova-Milas Fayı), 14. (Sultandağı Fayı) ve 15. (Beyşehirgölü Fayı) bölgelerde elde edilmiştir. En düşük D_C değerleri ise 2., 3., 9. ve 13. bölgelerde elde edilmiş bu bölgeler sırası ile Akhisar, Eskişehir, İnönü-Dodurga, Sandıklı ve Kumdanlı faylarının etkisi altındadır.

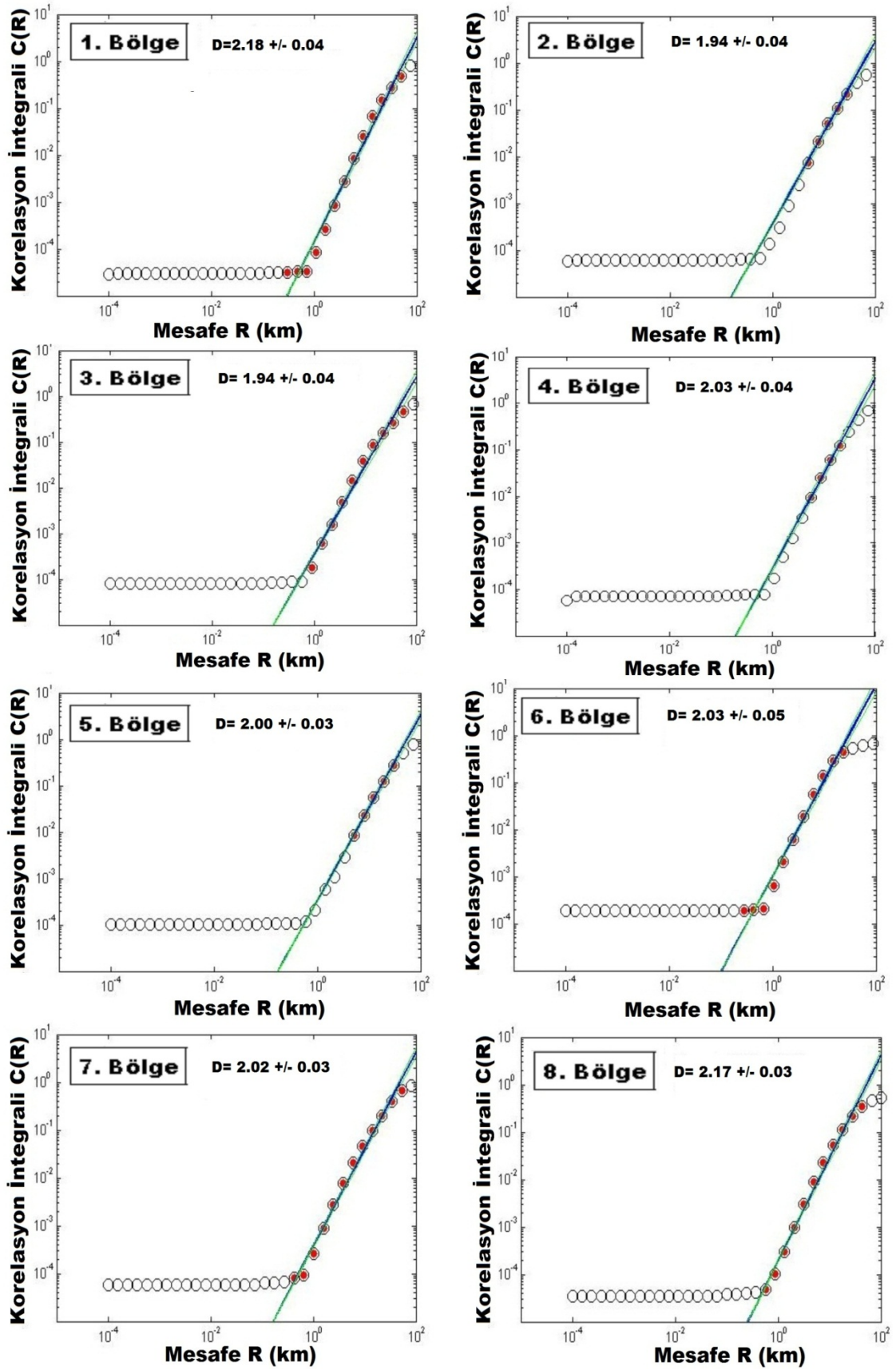
Batı Anadolu sismik olarak çok aktif bir bölgedir ve bu $b-D_C$ arasındaki ilişkiyi araştırmak için gerekli veri sayısını fazlasıyla sunmaktadır. $b-D_C$ değerleri arasındaki ilişki son 30 yıldır araştırılmaktadır ve araştırılmaya devam etmektedir (Aki, 1981; King, 1983; Turcotte, 1986; Hirata, 1989; Wang, 1991; Öncel vd., 1996; Henderson vd., 1999; Legrand, 2002; Wyss vd., 2004; Mandal and Rastogi, 2005; Yadav vd. 2011&2012). İlk olarak Aki (1981) $D=3b/c$ ilişkisini belirlemiştir, $c=1.5$ veya 1 olarak belirlenmiştir (Aki, 1981; Legrand, 2002). $b-D_C$ arasındaki ilişkiyi belirlemek için 15 farklı bölgede hesaplanan değerler için en küçük kareler yöntemi kullanılarak aşağıdaki ilişki belirlenmiştir;

$$D_C = 2.60 - 0.64b \quad (4.1)$$

İlişki katsayısı (r) -0.57 olarak belirlenmiştir. Bu ilişki b ve D_C arasında negatif bir ilişki olduğunu göstermektedir ve Hirata (1989)’nın ilişkisi ($D_C = 2.3 - 0.73b$) ile uyumlu olduğu belirlenmiş ve Aki (1981)’nin ilişkisi ile uyumsuz olduğu belirlenmiştir. Çünkü Hirata (1989) çalışmasında Aki (1981)’nin belirlediği ilişkide kullanılan fraktal boyutun kapasite boyutu (D_0) olduğunu belirtmiştir.

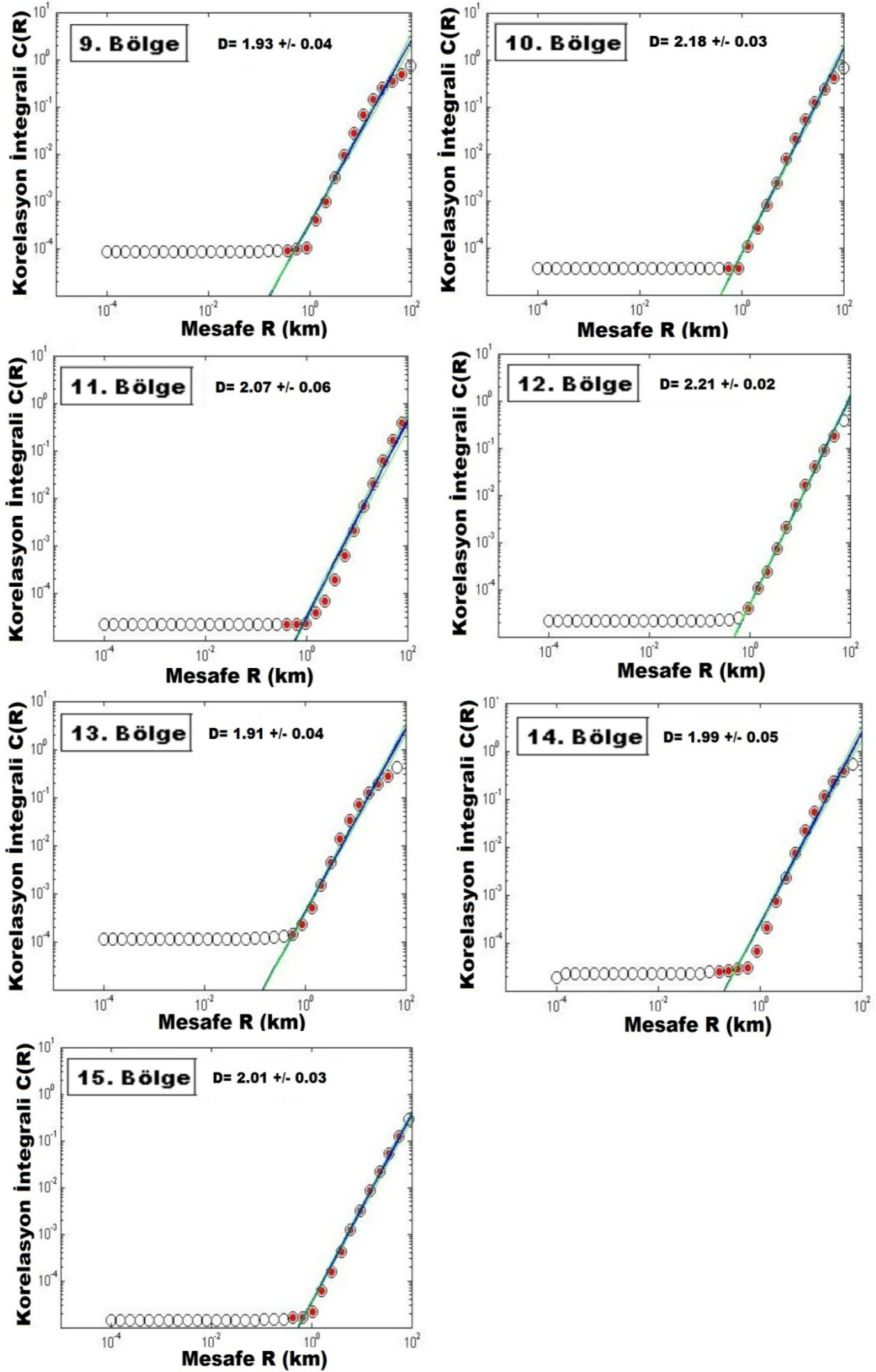
$b-D_C$ değerlerinin dağılımı ve ilişkisi Şekil 3.10'da görülmektedir. $b-D_C$ değerleri üç gruba ayrılmaktadır. İlk grup grafiğin sol üst kısmında kalan ve 1., 8., 10. ve 12. bölgelerin olduğu gruptur. Bu bölgelerde düşük b ve yüksek D_C değerleri elde edilmiştir. Yüksek D_C/b oranı Ege Yayı, Ege adaları, Aliğa fayı ve Büyük Menderes Grabeninde elde edilmiştir. Bu parametreler arasındaki negatif ilişki yüksek gerilim (düşük b) ve episantr kümelenmesinin düşük olması (yüksek D_C) olarak belirlenmiştir (Öncel ve Wilson, 2002). Barton vd. (1999) Kaliforniya depremleri için $b-D_C$ değerleri arasındaki ilişkiyi belirlemiştir. Düşük b -yüksek D_C değerleri yüksek gerilim seviyesine bağlı bölgelerde elde etmiştir. 10., 11. ve 12. bölgelerde gözlenen düşük b -yüksek D_C değerleri Ege Yayı ile ilişkilidir. Bu bölgelerdeki yüksek D_C değerleri (2.07-2.21) ve düşük b değerleri (0.71-0.79) depremlerin iki boyutlu alana yayılmasından ve artan gerilim seviyesinden kaynaklandığı belirlenmiştir. Afrika plakasının Ege plakasına yaptığı bindirme 10., 11. ve 12. bölgelerde etkili olmaktadır; iki plaka arasındaki yüksek kuvvet seviyesi yüksek D_C değerlerine neden olmaktadır. Geçmişte büyük depremlerin olduğu 8. bölgede (Büyük Menderes Grabeni) düşük b değeri ve bölgedeki graben yapının etkisiyle jeolojinin heterojinetesinin yüksek olması yüksek D_C değerine neden olmaktadır.

İkinci grup değerler grafiğin sağında kümelenmişlerdir ve 2., 4., 5., 6. ve 7. bölgeleri içermektedir. Bu bölgelerde yüksek b değerlerine karşılık küçük D_C değerleri elde edilmiştir. Bu bölgeler Gediz Grabeni, Simav fayı, Kütahya fay zonu ve Karova-Milas fayı ile ilişkilidir. Bu bölgelerde b değeri 1.0 civarında, D_C değerleri ise 2.0 civarındadır. Bu sonuçlar Dimri (2005) tarafından kristalin kayalar için elde edilen $D_C=2b$ ilişkisi ile uyumludur. Batı Anadolu'da açılma zonundaki gerilme miktarı küçük magnitudlü depremlerin sayısı ile ilişkilidir ve bu büyük b değerlerine neden olmaktadır. Bu bölgelerdeki durum, yüksek heterojinete (Polat vd., 2008), yüksek ısı akışı nedeniyle oluşan düşük gerilme seviyesi (İlkışık, 1995; Singh vd., 2008) ve küçük asperitelerin neden olduğu belirlenmiştir.



Şekil 3.8. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için hesaplanan D_C değerleri

Şekil 3.8'in devamı



Üçüncü grup değerler ise 3., 9., 13., 14. ve 15. bölgelerde elde edilmiş ve grafiğin orta kısmında kümelenmişlerdir. Bu bölgelerde düşük b -düşük D_C değerleri gözlenmiştir. En düşük D_C değerleri 3., 9. ve 13. bölgelerde hesaplanmış ve bu bölgeler %95 güven aralığının dışında kalmışlardır (Şekil 3.10). McClusky vd. (2000) batı Akdeniz ve Kafkaslar arasındaki plakaların kinematığı ve dinamiğini GPS ölçümleri ile çalışmışlardır. Çalışmalarında birbirine göre hareketlerine ve deformasyon hareketlerine göre beş farklı alan belirlemişlerdir. Bu alanlardan ikisi Anadolu plakası ve Türkiye'nin batısı, Ege bölgesindeki Kuzey-Güney açılma zonudur. Bu alanlar Şekil 3.10'da orta kısımda kümelenen bölgelerdir ve Anadolu plakası ile Batı Anadolu genişleme zonu arasındaki Fethiye-Burdur ve Eskişehir fayları ile ilişkilidir. Bu bölgelerdeki b değerleri Ege Yayı ile ilişkili olanlarınkinden büyük, açılma zonu ile ilişkili olan b değerlerinden ise daha düşüktür. Bu bölgelerdeki gerilmelerin Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı bölge içinde orta seviyede gerilmelere sahip olduğu görülmektedir.

Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için a değerleri 4.8 ve 6.2 arasında değişmektedir (Tablo 3.1). Bayrak vd. (2002) ve Bayrak vd. (2005) a/b değerlerinin Türkiye ve Dünya civarındaki yüksek ve düşük sismik aktivitenin olduğu bölgelerle ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

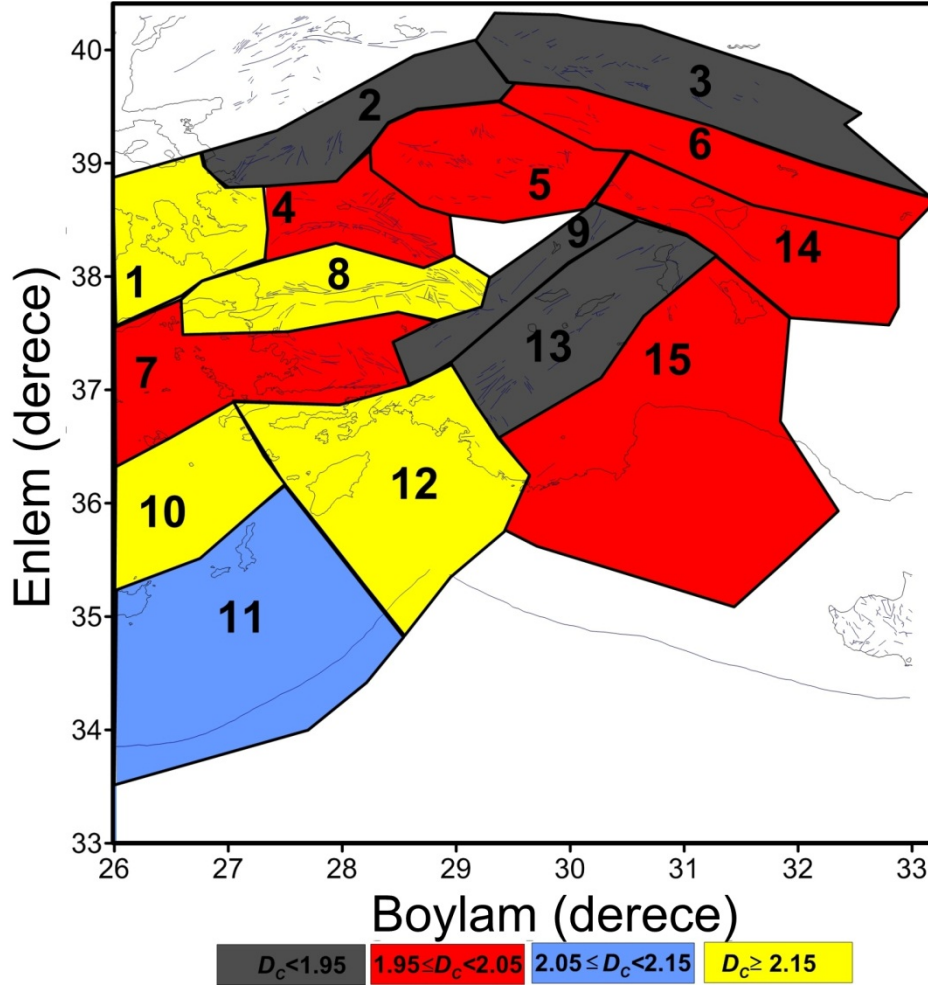
Ayrıca a/b değerlerinin Dünya ve Türkiye için tektonik ve sismisiteyi a veya b değerlerinden daha iyi yansıttığını belirlemişlerdir. Bu çalışmada da Batı Anadolu ve civarındaki 15 kaynak bölge için a/b ve D_C değerleri arasındaki ilişki belirlenmiştir.

Bu ilişki için en küçük kareler yöntemi uygulanmıştır ve aşağıdaki ilişki elde edilmiştir (Şekil 3.11):

$$D_C = 1.17 + 0.14a/b \quad (4.2)$$

İlişki katsayısı, r , yaklaşık 0.83 olarak elde edilmiştir. $b-D_C$ arasındaki negatif ilişkinin aksine $a/b-D_C$ arasında pozitif bir ilişki elde edilmiştir.

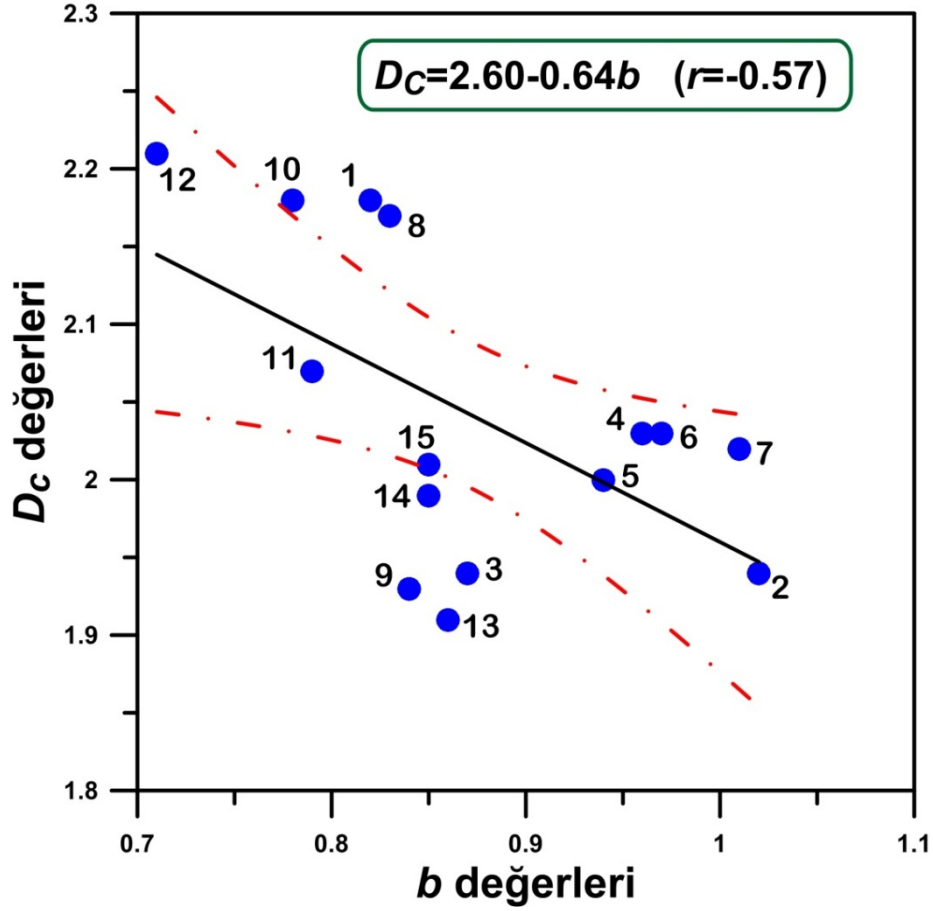
$a/b-D_C$ ilişkisinin $b-D_C$ ilişkisine göre doğru etrafında daha iyi uyum gösterdiği belirlenmiştir. Ayrıca $a/b-D_C$ ilişki katsayısı (0.83) $b-D_C$ ilişki katsayısından (0.57) daha büyük olduğu belirlenmiştir. Bu yüzden $b-D_C$ arasındaki ilişki yerine $a/b-D_C$ arasındaki ilişkinin sismik risk ve tehlike çalışmalarında kullanılmasının daha uygun olduğu görülmüştür.



Şekil 3.9. 15 farklı kaynak bölge için hesaplanan D_C değerlerinin haritalanması

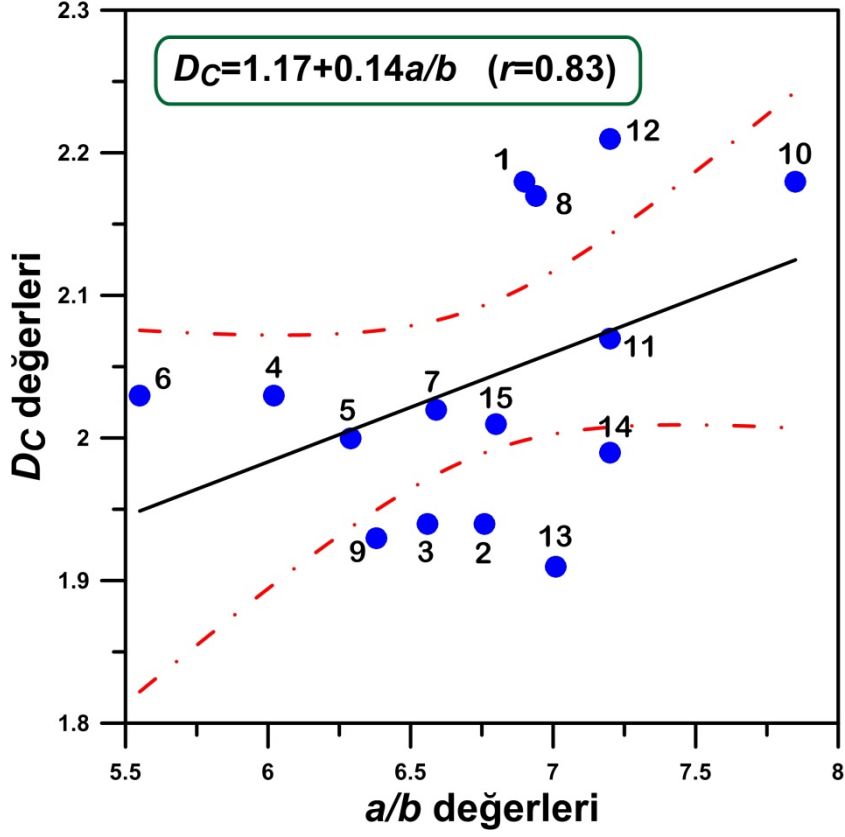
3.2.2. Fraktal Boyut Değerlerinin Zaman Göre Değişimi

Zamana ve mekana göre D_C değerinin değişimi kabuk deformasyonu ve depremlerin kümelenme derecelerine bağlı olarak değişim göstermektedir (Aki, 1981; King, 1983; Turcotte, 1986). Depremlerden önce kabuktaki deformasyona ve deprem sayısının değişimine göre D_C değeri artmakta veya azalmaktadır. Batı Anadolu'daki farklı 15 kaynak bölge için D_C değerinin zamana göre değişimi hesaplanmıştır (Şekil 3.12). Hesaplamalar Zmap 6.0 (Wiemer, 2001) programında yapılmıştır. Şekil 3.12'ye bakıldığında bölgelerin çoğu için D_C değerinin ani düştüğü veya arttığı zaman orta-büyük bir deprem meydana geldiği görülmektedir.



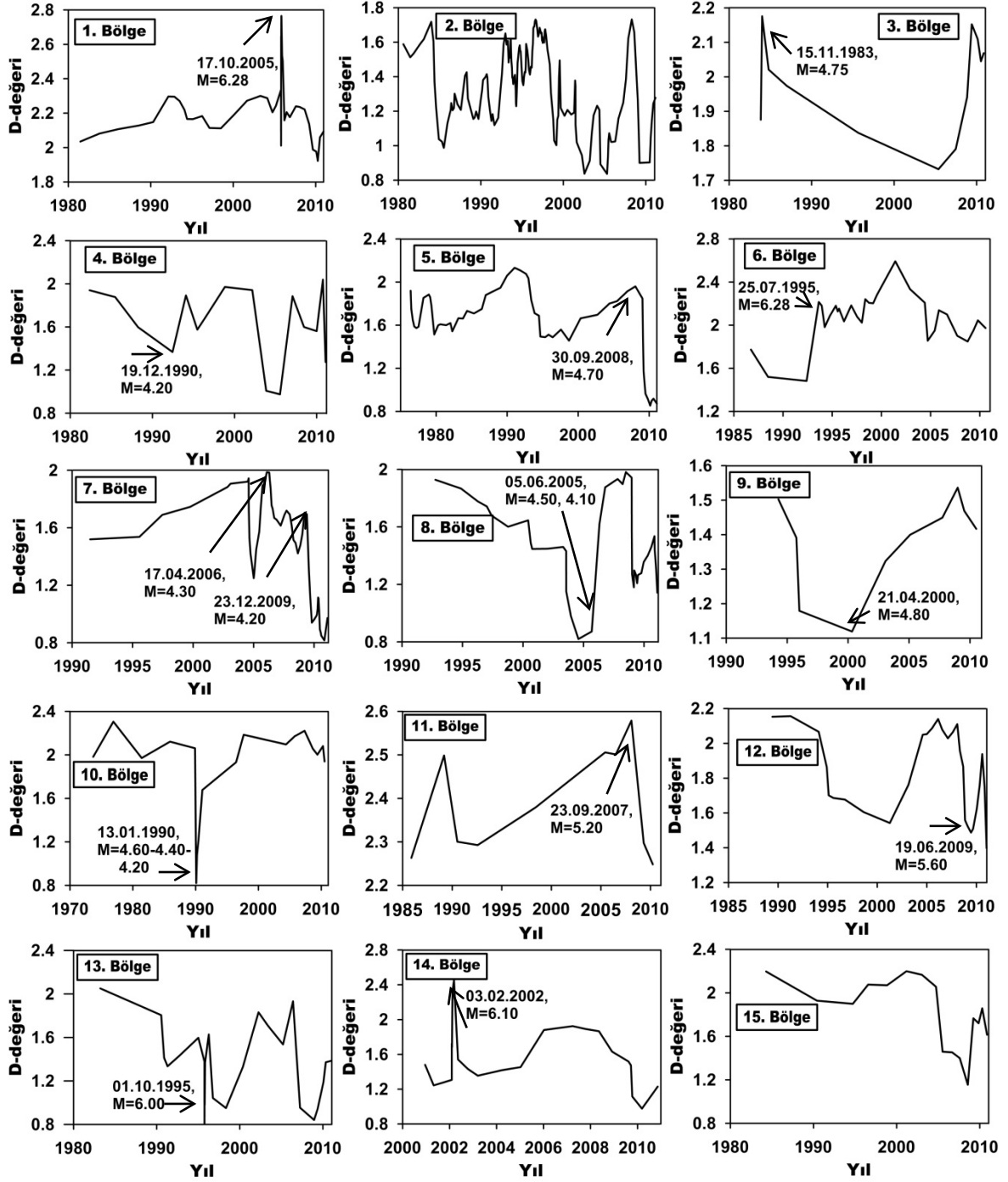
Şekil 3.10. 15 farklı kaynak bölge için elde edilen b ve D_C değerleri arasındaki ilişki (1'den 15'e kadar olan numaralar bölgeleri ifade etmektedir)

Şekil 3.12'ye bakıldığında, 1. bölge için 17.10.2005 tarihinde meydana gelen $M=6.28$ magnitüdü depremden önce D_C değerinde bir artış gözlenmiştir. b değerinin zamana göre değişimine bakıldığında ise bu bölge için b değerinde bu deprem öncesinde bir düşüş olduğu gözlenmiştir (Şekil 3.3). 2. bölgede hem b hem de D_C değerlerinin arttığı ya da azaldığı yerlerde herhangi bir deprem gözlenmemiştir. b değerinin zamana göre değişiminde 3. bölge için 1983 yılında $M=4.75$ magnitüdü deprem öncesi düşüş gözlenmiş ve bu deprem öncesi D_C değerinde bir artış görülmüştür. 4. bölge için 19.12.1990 tarihinde $M=4.20$ magnitüdü deprem öncesi hem b hem de D_C değerinde düşüş gözlenmiştir. Bunun nedeni olarak bu bölgeler için elde edilen bölgesel b (0.96) ve D_C (2.03) değerlerinin yüksek olmasından yani doğru orantılı olmasından kaynaklanmaktadır (Tablo 3.1).



Şekil 3.11. 15 farklı bölge için elde edilen a/b ve D_C değerleri arasındaki ilişki

Simav ve Gediz-Dumlupınar faylarını içeren 5. bölge için 2008 yılında meydana gelen $M=4.70$ magnitudlü depremden önce de b ve D_C değerlerinde belirgin değişiklikler gözlenmiştir. Depremden önce b değeri düşerken D_C değerinin artmasına karşın, depremden sonra b değerinde keskin bir artış ve D_C değerinde ise sert bir düşüş gözlenmiştir. Kütahya fay zonunu içeren 6. bölgede de 1995 yılında meydana gelen deprem öncesinde b değerinde azalma, D_C değerinde ise artış gözlenmiştir. 2006 ve 2009 yıllarında Karova-Milas fayını içeren 7. bölgede iki deprem meydana gelmiş ve bu depremler öncesi b değerinde düşüş D_C değerinde artış ve depremlerden sonra b değerinde belirgin bir artış gözlenmesine rağmen D_C değerinde belirgin bir düşüş gözlenmiştir. 8. bölgede Aydın'da 2005 yılında meydana gelen $M=4.50$ magnitudlü deprem öncesinde hem b değerinde hem de D_C değerinde düşüş gözlenmiştir. Bu bölge için nispeten büyük b (0.83) ve D_C (2.17) değerleri elde edildiği için depremden önce iki parametrede de azalma meydana geldiği düşünülmektedir.



Şekil 3.12. Zamana göre hesaplanan D_C değerleri

Sandıklı fayını içeren 9. bölgede 21.04.2000 tarihinde meydana gelen depremden önce hem b hem de D_C değerinde düşüş gözlenmiştir. Ege yayı ve Ege dalma batma zonu ile ilişkili olan 10 ve 12. bölgelerde sırası ile 1990 ve 2009 yılında meydana gelen depremler öncesi b ve D_C değerlerinde düşüş gözlenmiştir. Bunun nedeni, bölgedeki gerilme durumundan kaynaklandığı düşünülmektedir. Yine Ege yayı ile ilişkili olan 11. bölgede

2009 yılında meydana gelen 5.20 magnitüdümlü deprem öncesi b değerinde düşüş, D_C değerinde artış gözlenmiştir. Kumdanlı fayı ve Dinar Grabenini içeren 13. bölgede 1990 yılında meydana gelen $M=6.00$ magnitüdümlü deprem öncesi hem b hem de D_C değerinde düşüş gözlenmiştir. Bunun nedeni bölgesel b (0.86) ve D_C (1.91) değerlerinin nispeten düşük olmasından kaynaklanmaktadır. Sultandağı fayını içeren 14. bölgede 03.02.2002 yılında Çay (Afyon)'da meydana gelen $M=6.10$ magnitüdümlü deprem öncesi b değerinde düşüş ve D_C değerinde artış gözlenmiştir. Beyşehirgölü ve Kaş faylarını içeren 15. bölgede ise depremler öncesi b ve D_C değerlerinde kayda değer herhangi bir durum gözlenmemiştir.

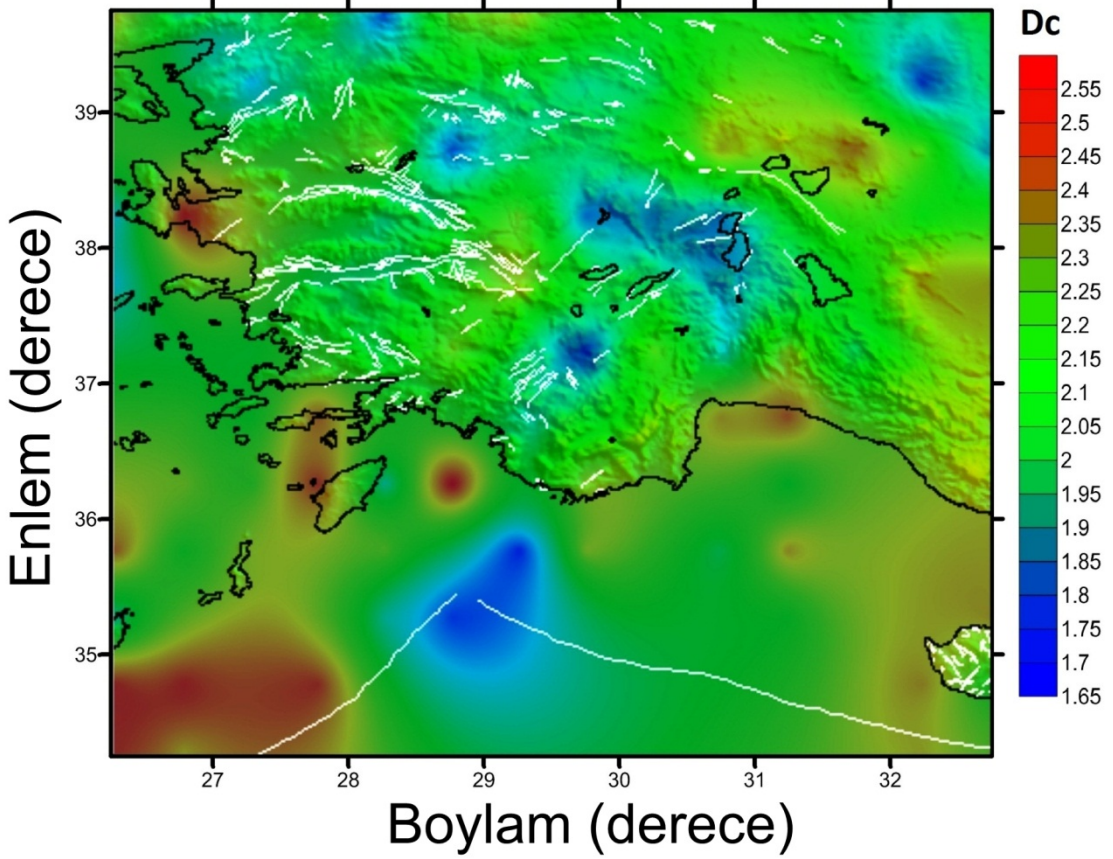
Zamana göre hesaplanan b ve D_C değerlerine bakıldığı zaman, 1., 3., 5., 6., 7., 11. ve 14. bölgelerde depremlerden önce b değerlerinde düşüş ve D_C değerlerinde artış gözlenmiştir (Şekil 3.3&Şekil 3.12). 4., 8., 9., 10., 12. ve 13. bölgelerde ise depremlerden önce hem b hem de D_C değerlerinde düşüş gözlenmiştir. Sırasıyla Akhisar ve Beyşehirgölü faylarını içeren 2. ve 15. bölgelerde ise depremlerden önce bu parametrelerde önemli bir değişim gözlenmemiştir.

3.2.3. Fraktal Boyut Değerlerinin Mekansal Değişimi

Batı Anadolu ve civarı $0.5^0 \times 0.5^0$ lik gridlere ayrılmıştır ve her bir grid için fraktal boyut değerleri hesaplanmıştır (Şekil 3.13). Deprem sayısının 30'dan az olduğu yerler için fraktal boyut değeri hesaplanmamıştır.

Fraktal boyut değerlerinin 2'den az çıktığı yerler Ege yayı ile Kıbrıs yayının birleşme noktası, Burdur-Fethiye fay zone, Burdur gölü civarı, Küçük Menderes grabeninin kuzey kısmı ve çalışma alanının kuzeydoğusunda belirgin şekilde gözlenmiştir. Yüksek D_C değerleri ise Rodos adası civarında, Kıbrıs civarında, İzmir civarında, Antalya civarında, Sultandağı fayının kuzey kısmında ve çalışma alanının güneybatı kısmında gözlenmiştir.

Düşük b değerlerinin gözlemlendiği Ege yayı ve civarında yüksek fraktal boyut değerleri elde edilmiştir. Fraktal boyut değerlerinin mekânsal değişiminde en dikkat çeken nokta ise Rodos adasının doğusu ve İzmir civarında elde edilen yüksek fraktal boyut değerleridir. Bu yüksek değerlerin elde edildiği yerlerde 10.06.2012-Fethiye ve 02.05.2012-İzmir depremleri meydana gelmiştir.



Şekil 3.13. Mekana göre hesaplanan D_C değerleri

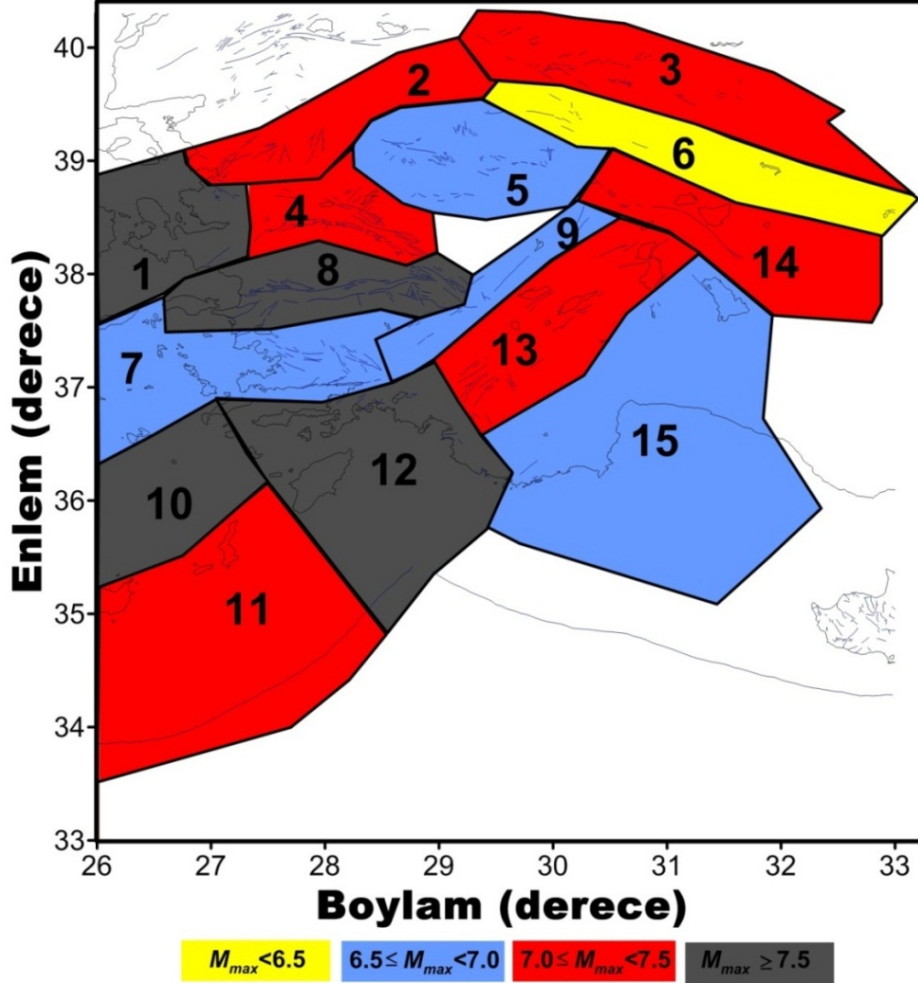
3.3. Kijko-Sellevol Yöntemi ile Hesaplanan Deprem Tehlike Parametrelerinin Değişimi

Kijko-Sellevol yöntemi ile Batı Anadolu'daki 15 farklı bölge için aletsel ve tarihsel deprem kataloğu kullanılarak deprem tehlike parametreleri hesaplanmıştır. Deprem kataloğu MÖ. 1303 ve MS. 2011 yılları arasını içermektedir. Bu yöntemle hesaplanan deprem tehlike parametreleri, oluşabilecek en büyük depremin magnitüdü (M_{max}), ortalama sismik aktivite oranı (λ), geri dönüşüm periyodu (RP), bir depremin oluşma olasılığı (Pr) ve magnitüd-frekans ilişkisi olarak bilinen b değeridir. Kijko-Sellevol yöntemi (Kijko ve Sellevoll (1989, 1992) ile elde edilen sonuçlar Tablo 3.2'de gösterilmiştir. 15 kaynak bölge için beklenen en büyük depremin magnitüdü Şekil 3.14'de haritalanmıştır. M_{max} değerleri 5.38-8.03 arasında değişmektedir. Bu değerler 4 farklı gruba (<6.50 , $6.50 < M_{max} < 6.99$, $7.00 < M_{max} < 7.50$ ve >7.50) ayrılarak farklı renkler kullanılarak Şekil 3.14'de haritalanmıştır. 7.50'den büyük değerler 1., 8., 10. ve 12. bölgelerde elde edilmiştir. En

büyük M_{max} değeri çalışma alanındaki en büyük depremin olduğu (MÖ. 1303, $M_{max}^{göz} = 8.0$) ve Ege yayının doğu kısmını da içine alan 12. bölgede ($M_{max}=8.03$) hesaplanmıştır.

İkinci en büyük M_{max} değeri Ege adalarında (10. bölge, $M_{max}=7.95$) gözlenmiş ve bölgede gözlenen en büyük deprem 1926 yılında meydana gelen 7.7 büyüklüğündeki depremdir. Büyük Menderes Grabenini içeren 8. bölgede gözlenen en büyük deprem 1653 yılındaki $M_{max}^{göz} = 7.50$ magnitudlü depremdir ve beklenen en büyük depremin magnitudü $M_{max}=7.62$ olarak hesaplanmıştır. Aliğa fayını içeren 1. bölgede ise $M_{max}=7.52$ olarak hesaplanmış ve bölgede meydana gelen en büyük deprem 1688 yılındaki $M_{max}^{göz} = 7.50$ magnitudlü depremdir. 7.00-7.50 arasında değişen ikinci grup M_{max} değerleri 2., 3., 4., 13. ve 14. bölgelerde hesaplanmıştır. Bu bölgelerde gözlenen en büyük deprem magnitudleri 6.90-7.00 arasında değişmektedir (Tablo 3.2). Bu bölgelerde hesaplanan değerler AKF, İDF, EFZ, GG, GCF, DG, KFZ, AGF and SDF (kısaltmalar-Şekil 1.2) fayları ile ilişkilidir. Üçüncü grup M_{max} değerleri 6.50-6.99 değerleri arasında değişmektedir ve SFZ, GDF, SF, DÇF, KMF, MYF, BGF and KSF fayları ile ilişkili olan 5., 7., 9. ve 15. bölgelerde hesaplanmıştır. Bu bölgelerde gözlenen en büyük depremler 6.90-7.00 magnitudleri arasında değişmektedir. 6.50'den küçük M_{max} değeri Kütahya fay zonunu içeren 6. bölgede hesaplanmıştır. Bu bölgede gözlenen en büyük deprem ise 5.30 magnitudüne sahiptir.

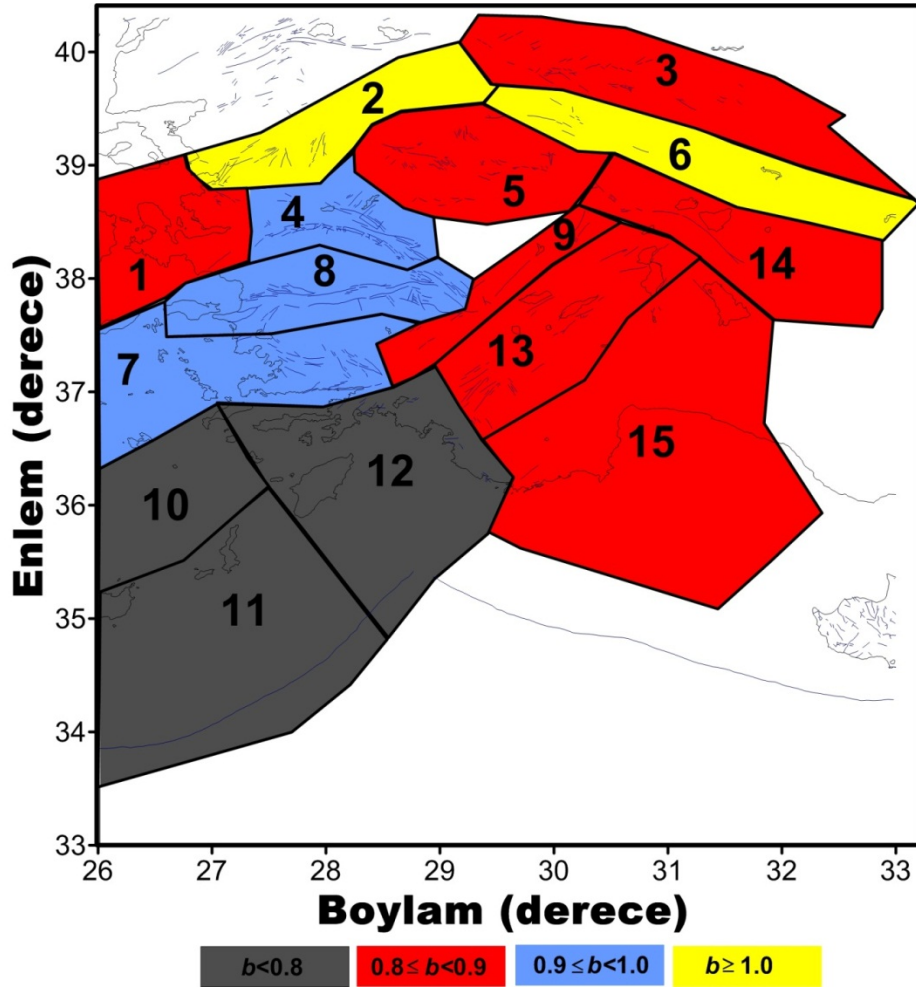
15 farklı kaynak bölgede Kijko yöntemi ile aletsel ve tarihsel dönemi içeren katalog için hesaplanan b değerleri 0.71-1.15 değerleri arasında değişmektedir (Tablo 3.2). Sadece aletsel dönemi içeren katalog için hesaplanan b değerleri ise 0.69-1.19 değerleri arasında değişmektedir (Tablo 3.3). Bu değer aralıklarına bakıldığında Kijko yönteminin tarihsel verilerini içeren kataloglar için de güvenilirlikle kullanılacağı açıkça görülmektedir. Tarihsel dönemi içeren katalog için hesaplanan b değerleri dört farklı grupta (<0.80 , $0.80 < b < 0.89$, $0.90 < b < 0.99$ ve >1.00) farklı renklerle haritalanmıştır (Şekil 3.15). 0.80'den küçük b değerleri Ege yayı ve Ege adaları civarında olan ve Ege dalma batma zonu ile ilişkili olan tarihsel ve aletsel dönemde çok sayıda büyük deprem içeren 10., 11. ve 12. bölgelerde hesaplanmıştır. 0.80-0.89 değerleri arasında değişen b değerleri 1., 3., 5., 9., 13., 14. ve 15. bölgelerde elde edilmiştir. Bu bölgeler sırasıyla İDF, EFZ, SFZ, GDF, SDF, GÇF, KF, SF, BGF ve KF faylarını içerir. Gediz ve Büyük Menderes grabenlerini içeren 4. ve 8. bölgelerde hesaplanan b değerleri yaklaşık 1.00 civarındadır. Graben sistemlerinde depremsellik yüksek ve küçük magnitudlü depremler olduğu için b değeri ortalama 1.00 değerinde çıkmaktadır (Üçer vd., 1985, Eyidoğan, 1988).



Şekil 3.14. Kijko-Selleval metodu ile tarihsel verileri de içeren katalog için hesaplanan beklenen en büyük magnitüd değerlerinin haritalanması

En büyük olasılık yöntemi ve Kijko yöntemi ile aletsel dönem deprem kataloğu için hesaplanan b değerlerine bakıldığında, en büyük farklar 2., 6. ve 8. bölgelerde olduğu görülmektedir (Şekil 3.16). Akhisar fayını içeren 2. bölge için b değerlerine bakıldığında EBOY ile $b=1.02$ hesaplanmasına karşın Kijko yöntemi ile $b=1.14$ olarak hesaplanmıştır. İlkışık (1995) çalışmasında bu bölge için yüksek ısı akısı belirlemiş ve yüksek ısı akısı yüksek b değerlerine neden olmaktadır (Warren ve Latham, 1970). Ayrıca bu bölgede büyük magnitüdü deprem sayısı çok azdır ve magnitüdü 4.0-5.0 aralığında değişen depremler vardır. Bu depremlerde bu bölgenin gerilimini azalttığı için b değerinin artmasına neden olmaktadır. Bu iki durum göz önüne alınarak Kijko yöntemi ile hesaplanan b değerinin bu bölge için daha uyumlu olduğu söylenebilir. 6. bölge (Kütahya fay zonu) için yine Kijko yöntemi ile hesaplanan b değerinin daha yüksek olduğu görülmektedir ($b_{eboy}=0.97$, $b_{kijko}=1.12$). Bu bölgedeki depremler genellikle 2.0-3.0

magnitüd aralığındadır (Şekil 2.2). Küçük magnitüdümlü depremlerle devamlı olarak açığa çıkan enerji b değerinin artmasına neden olur ve bu bölge için de Kijko yöntemi ile hesaplanan b değerleri bölgenin tektonik yapısı ile daha uyumludur. Büyük Menderes Grabenini çevreleyen 8. bölge için Kijko-Sellevol yöntemi ile hesaplanan b değeri yine daha yüksektir ($b_{eboy}=0.83$, $b_{kijko}=0.96$). Bölgede 5.0-6.5 magnitüdümlü depremler meydana gelmektedir ve bu depremler gerilim seviyesini değiştirdiği için b değeri düşmektedir. Fakat bölgedeki graben bölgenin heterojenitesini arttırmakta ve bu b değerinin artmasına neden olmaktadır. Bu iki durum göz önüne alınca Kijko-Sellevol yöntemi ile hesaplanan b değerinin bölgenin tektonik yapısını ve depremselliğini daha iyi ifade ettiği söylenebilir.



Şekil 3.15. Kijko yöntemi ile MÖ. 1303-2011 yılları arası hesaplanan b değerlerinin haritalanması

Tablo 3.1. Batı Anadolu'daki farklı farklı 15 bölgede Kijko yöntemi kullanılarak aletsel ve tarihsel dönem için hesaplanan deprem tehlike parametreleri

Bölge	Tektonik	$M_{max}^{göz}$	b	σb	λ	$\sigma \lambda$	M_{max}	σM_{max}
1	Aliğa Fayı	7.50	0.83	0.01	130.02	13.51	7.54	0.25
2	Akhisar Fayı	7.00	1.15	0.01	249.55	32.68	7.11	0.24
3	Eskişehir, İnönü Dodurga Fayları	7.00	0.87	0.03	46.95	7.04	7.16	0.34
4	Gediz Grabeni	6.90	0.97	0.03	50.90	8.01	7.02	0.28
5	Simav, Gediz-Dumlupınar Fayları	6.50	0.87	0.02	301.63	42.35	6.60	0.22
6	Kütahya Fay Zonu	5.30	1.11	0.03	72.44	12.23	5.38	0.13
7	Karova-Milas, Muğla-Yatağan Fayı	6.80	0.93	0.01	262.47	33.85	6.83	0.20
8	Büyük Menderes Grabeni	7.50	0.96	0.02	112.65	14.28	7.62	0.26
9	Dozkırı-Çardak, Sandıklı Fayları	6.60	0.87	0.03	37.74	5.63	6.70	0.22
10	Ege Adaları	7.70	0.75	0.03	28.91	4.75	7.95	0.39
11	Ege Yayı	7.10	0.78	0.03	41.64	5.98	7.20	0.27
12	Ege Yayı, Marmaris, Köyceğiz, Fethiye Fayları	8.00	0.71	0.01	81.13	8.93	8.03	0.30
13	Göhlisar-Çameli, Acıgöl, Tatarlı, Kumdanlı Fayları, Dinar Grabeni	7.00	0.80	0.02	85.06	11.23	7.10	0.22
14	Sultandağı Fayı	7.00	0.83	0.02	61.04	8.50	7.11	0.23
15	Beyşehir gölü, Kaş Fayı	6.80	0.83	0.02	39.01	5.45	6.93	0.24

Tablo 3.2. Kijko yöntemi ile Batı Anadolu'daki 15 farklı sismik kaynak bölge için 1900-2011 yılları arası katalog kullanılarak hesaplanan deprem tehlike parametreleri.

Bölge	Tektonik	M_{max}^{S02}	b	σb	λ	$\sigma \lambda$	M_{max}	σM_{max}
1	Aliğa Fayı	6.60	0.81	0.02	165.37	21.03	6.70	0.22
2	Akhisar Fayı	6.60	1.14	0.01	258.24	35.08	6.76	0.26
3	Eskişehir, İnönü Dodurga Fay zonu	6.40	0.87	0.03	46.72	7.08	6.56	0.26
4	Gediz Grabeni	5.90	0.97	0.03	49.85	8.03	6.02	0.19
5	Simav, Gediz-Dumlupınar Fayı	6.20	0.87	0.02	297.58	41.61	6.29	0.22
6	Kütahya Fay Zonu	5.30	1.12	0.03	71.29	11.96	5.55	0.17
7	Karova-Milas, Muğla-Yatağan Fayı	6.50	0.92	0.01	261.95	33.89	6.59	0.22
8	Büyük Menderes Grabeni	6.80	0.96	0.02	106.86	14.39	6.94	0.24
9	Dozkırı-Çardak, Sandıklı Fayı	6.30	0.87	0.03	37.74	5.63	6.70	0.22
10	Ege Adaları	7.70	0.78	0.03	28.91	4.75	7.95	0.39
11	Ege Arkı	7.10	0.78	0.03	41.64	5.98	7.20	0.27
12	Ege Arkı, Marmaris, Köyceğiz, Fethiye Fayları	7.10	0.69	0.01	100.39	13.30	7.20	0.27
13	Göhlhisar-Çameli, Acıgöl, Tatarlı Kumdanlı Fayları, Dinar Graben	6.90	0.80	0.02	85.19	11.26	7.01	0.23
14	Sultandağı Fayı	7.00	0.83	0.02	62.10	8.80	7.22	0.32
15	Beyşehirgözü, Kaş Fayları	6.80	0.84	0.02	38.625	5.33	6.94	0.24

Batı Anadolu'daki 15 farklı kaynak bölge için Kijko-Sellevol yöntemi ile hesaplanan geri dönüşüm periyotları Tablo 3.4'de verilmiştir. Magnitüde karşı çizilen geri dönüşüm periyotları ise Şekil 3.17'de gösterilmiştir. En düşük geri dönüşüm periyotları Ege bölgesinin güneyindeki dalma batma zonu ile alakalı olan 10., 11. ve 12. bölgelerde bulunmuştur. Bu bölgelerin sismisitesi Manakou ve Tsapanos (2000), Tsapanos (2001), Tsapanos ve Christova (2003) tarafından detaylı olarak çalışılmıştır. Hem aletsel hem de tarihsel dönem de bu bölgede büyük depremler meydana gelmiştir. 8 Ağustos 1303 ($M_S=8.0$) ve 26 Haziran 1926 ($M_S=7.7$) yılındaki depremler en büyük depremlerdir. 12. bölgede aletsel dönemdeki en büyük deprem 22 Nisan 1863 yılındaki ($M_S=7.8$) deprem olmasına karşı aletsel dönemdeki en büyük deprem 25 Nisan 1957 ($M_S=7.1$) yılındaki depremdir. 6.5 magnitüdü bir depremin geri dönüşüm periyoduna bakıldığında en büyük değerler 9. bölgede (116 yıl) ve 4. bölgede (71.2 yıl) elde edilmiştir. 9. bölge Sandıklı fayıyla, 4. bölge ise Gediz Grabeni ile ilişkilidir. 9. bölgedeki en büyük deprem 1717 yılındaki 6.60 büyüklüğündeki depremdir. 4. bölgede kaydedilen en büyük deprem ise 1862 yılında meydana gelen 6.90 magnitüdü depremdir.

Tablo 3.4. Kijko yöntemi ile Batı Anadolu'daki 15 bölge için hesaplanan geri dönüşüm periyotları

Bölge	Magnitüd					
	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5
1	0.8	1.7	3.6	8.1	22.6	425.0
2	2.2	5.4	13.9	41.6	355.0	
3	3.2	7.0	15.9	42.1	250.0	
4	4.1	9.5	23.3	71.2		
5	0.6	1.5	4.1	35.8		
6	15.6					
7	0.7	1.6	4.0	15.0		
8	1.5	3.3	7.4	17.3	47.9	360.0
9	3.6	8.5	22.5	116.0		
10	1.1	2.2	4.4	9.1	20.4	60.9
11	0.7	1.2	3.2	8.4	42.5	
12	0.6	1.2	2.4	4.7	9.9	26.7
13	1.0	2.1	4.6	12.6	106.0	
14	2.0	4.4	9.8	26.5	208.0	
15	1.6	3.6	8.7	28.0		

Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı bölge için deprem oluşma olasılıklar (P_r) 50, 100 ve 1000 yıllık periyotlar için hesaplanmış ve Tablo 3.5'de 50 ve 100 yıllık periyotlar

için oluşma olasılıkları verilmiştir. 50, 100 ve 1000 yıllık periyotlar için magnitüd-olasılık eğrileri Şekil 3.18'de gösterilmiştir. Depremlerin oluşma olasılıklarının bölgesel dağılımı için 6.5 magnitüdünden büyük bir depremin 50 yıllık periyotta oluşma olasılıkları (P_{50}) Şekil 3.19'da haritalanmıştır. Olasılık değerleri 4 farklı gruba ayrılmış ve bu gruplar farklı renk skalaları ile çizilmiştir. Magnitüdü (M_S) 6.5'den büyük bir depremin oluşma olasılığının %90'dan fazla olduğu yerler 1., 7., 8., 10., 11., 12. ve 13. bölgelerdir. Bu bölgeler sırası ile Aliğa Fayı, KMF, MYF, BMG, SF, Ege Yayısı ve Ege adaları ile ilişkilidir. Özellikle 12. bölgede (Ege Yayısı) $M_S \geq 6.5$ için P_{50} değeri %100 çıkmıştır. Yani her elli yılda en az 6.5 magnitüdünde bir deprem oluşma olasılığı yüksektir. Olasılık değerlerinde ikinci grup %75-%90 arası oluşma olasılıklarını içermektedir. 14. ve 15. bölgeler bu gruba girmektedir ve bu bölgeler SDF, BGF ve KSF ile ilişkilidir. %60-75 arası oluşma olasılıkları 2., 3. ve 5. bölgelerde gözlenmiş ve bu bölgeler sırası ile AF, EFZ, İDF, SFZ ve GDF fayları ile ilişkilidir.

Tablo 3.5. Batı Anadolu ve civarındaki farklı 15 sismik bölgesi için 50 ve 100 yıllık periyotlardaki büyüklüğü 6.0-7.5 arasında oluşabilecek deprem olasılıkları (Herhangi bir bölgede Tablo da verilen büyüklükler için depremler oluşmamışsa o depremlere ait oluşma olasılıkları hesaplanmamıştır)

Bölge	6.0		6.5		7.0		7.5	
	50	100	50	100	50	100	50	100
1	0.99	1.00	0.98	0.99	0.87	0.98	0.11	0.21
2	0.96	0.99	0.69	0.89	0.13	0.24		
3	0.94	0.99	0.74	0.93	0.18	0.33		
4	0.91	0.99	0.50	0.74	0.02	0.04		
5	0.99	1.00	0.74	0.92				
6								
7	0.99	1.00	0.95	0.99				
8	0.99	1.00	0.93	0.99	0.64	0.86	0.13	0.24
9	0.87	0.98	0.35	0.57				
10	0.99	1.00	0.98	0.99	0.90	0.99	0.55	0.79
11	0.99	1.00	0.98	0.99	0.67	0.89		
12	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	0.99	0.83	0.97
13	0.99	1.00	0.97	0.99	0.37	0.60		
14	0.99	1.00	0.83	0.97	0.21	0.38		
15	0.99	1.00	0.82	0.96				

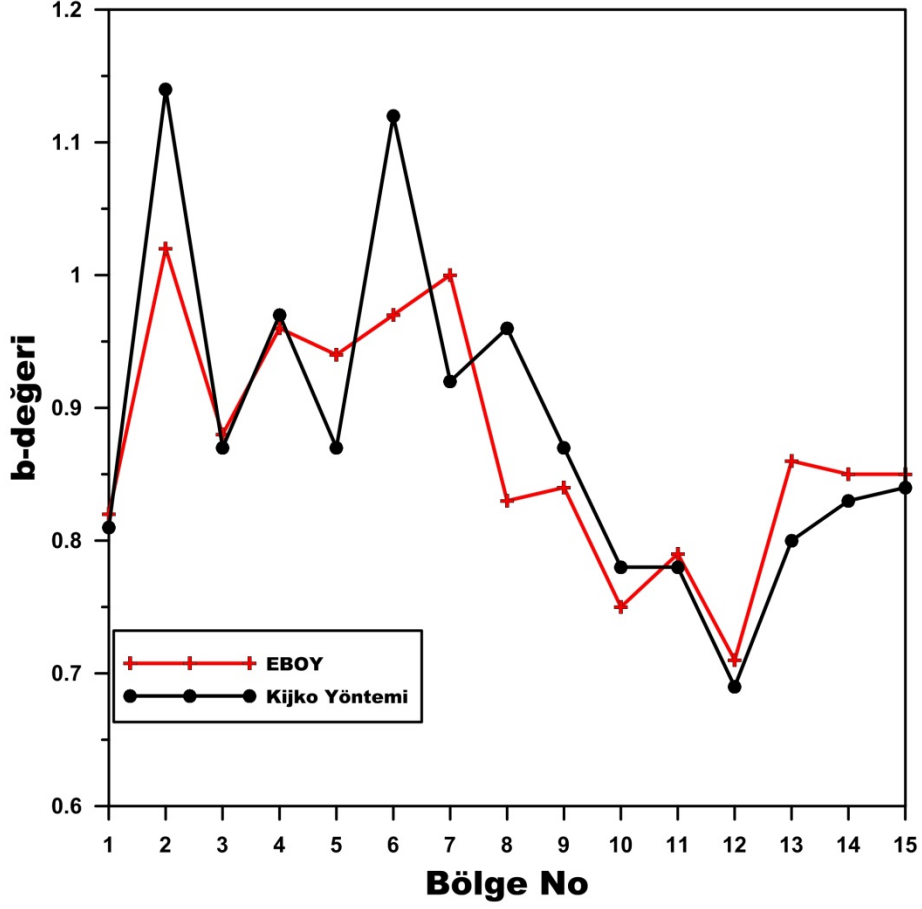
Oluşma olasılıkları için en küçük değerler 4. bölge (%50) ve 9. bölgede (%35) elde edilmiştir. Bu bölgelerdeki aktif sismik zonlar Gediz grabeni ve Sandıklı faylarıdır. Şekil

3.19’da 6. bölge renklendirilmemiştir. Çünkü bu bölgede 6.5 büyüklüğünde bir deprem gözlenmemiştir. $M_S \geq 6.5$ için sadece 1., 8., 10. ve 12. bölgeler için oluşma olasılığı hesaplanmıştır (Tablo 3.5). Depremlerin oluşma olasılığı değerlerine bakıldığında en tehlikeli bölgenin 12. bölge olduğu söylenebilir.

Ortalama aktivite oranı λ değeri 28.91-301.63 arasında değişmektedir. 0 ile 100 arasında değişen λ değerleri 3., 4., 6., 9., 10., 11., 12., 13., 14. ve 15. bölgelerde gözlenmiştir. Buna karşın 100’den büyük λ değerleri 1., 2., 5., 7. ve 8. bölgelerde gözlenmiştir. En yüksek λ değeri 301.63’ dür ve 5. bölgede (Simav Fayı) hesaplanmıştır. Diğer büyük değerler, 7. bölge için $\lambda=262.47$, 2. bölge için $\lambda=249.55$, 1. bölge için $\lambda=130.02$ ve 8. bölge için $\lambda=112.65$ olarak hesaplanmıştır. Burada göze çarpan önemli bir nokta 1., 2., 5., 7. ve 8. bölgelerdeki aktivite oranı çok büyükken, 3., 4., 6., 9., 10., 11., 12., 13., 14. ve 15. bölgelerde ise oldukça küçüktür. Bu bölgelerdeki deprem sayısı ile diğer bölgelerdeki deprem sayıları kıyaslandığında, daha küçük λ değerlerinin gözlemlendiği bölgelerde belirgin bir magnitüd düzeyinin üzerindeki yıllık olayların sayısı, daha büyük λ değerlerinin gözlemlendiği bölgelere kıyasla daha azdır. Bu da, verilen bir zaman aralığında λ değerinin daha küçük olduğu bir bölgede beklenen depremlerin sayısının, aynı zaman aralığında λ değerinin daha büyük olduğu bölgelerde beklenen depremlerin sayısından daha az olması anlamına gelir.

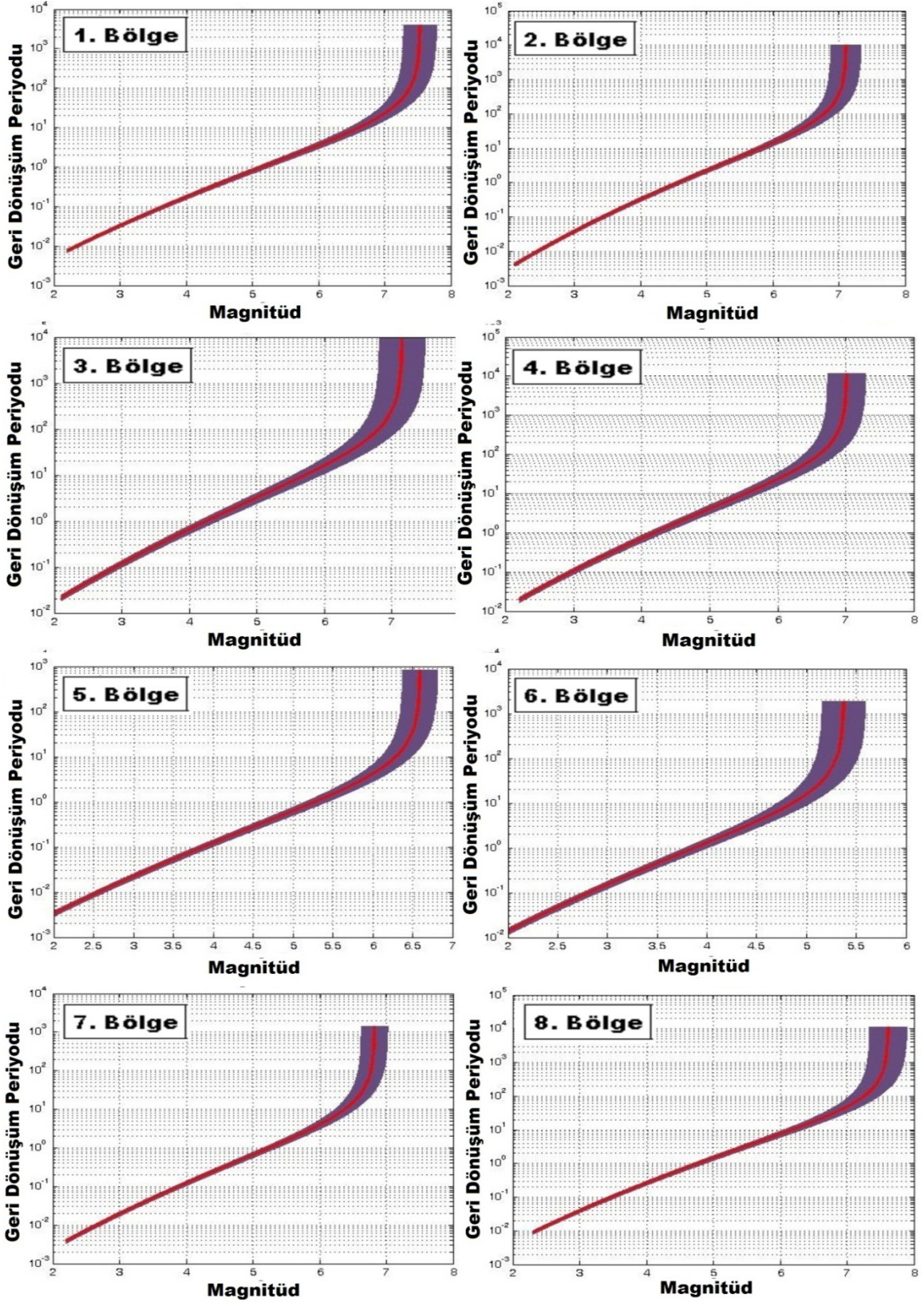
Çalışmadaki 15 farklı bölge sismik risk açısından orta-yüksek seviye olarak açıklanmaktadır. Hemen hemen her bölgede büyük depremler ($M \geq 6.0$) hem tarihsel hem de aletsel dönemde meydana gelmiştir. $M \geq 6.0$ için depremlerin geri dönüşüm periyotları Tablo 3.4’de verilmiştir ve bu değer ilerleyen aşamalar için güvenilir bir değerdir. 15 bölgeyi hazard seviyesine göre sınıflandırmak için Tsapanos (2001) tekniğini uygulanmıştır. Bu teknikte M_{max} ve $RP_{6.0}$ değerleri kullanılmıştır.

Sismik hazard $\theta(M_{max}, RP_{6.0})$ nın bir fonksiyonudur ve M_{max} ile doğru $RP_{6.0}$ ile ters orantılıdır. Sismik hazardı belirlemek için M_{max} yeniden gruplandırılmıştır ($6.00 \leq M_{max} \leq 6.80$, $6.81 \leq M_{max} \leq 7.49$, ve $M_{max} \geq 7.50$ ve $\theta(M_{max})$ ’ı sırası ile 2, 4, ve 6 olarak belirlenmiştir. Benzer şekilde, $RP_{6.0}$ üç gruba ayrılmıştır ($RP_{6.0} \leq 50$, $51 \leq RP_{6.0} \leq 100$ ve $RP_{6.0} \geq 101$) ve $\theta(RP_{6.0})$ sırası ile 6, 4 ve 2 olarak belirlenmiştir. Hazard seviyesi ise $K = \frac{1}{2} [\theta(M_{max}) + \theta(RP_{6.0})]$ ilişkisi ile belirlenir.



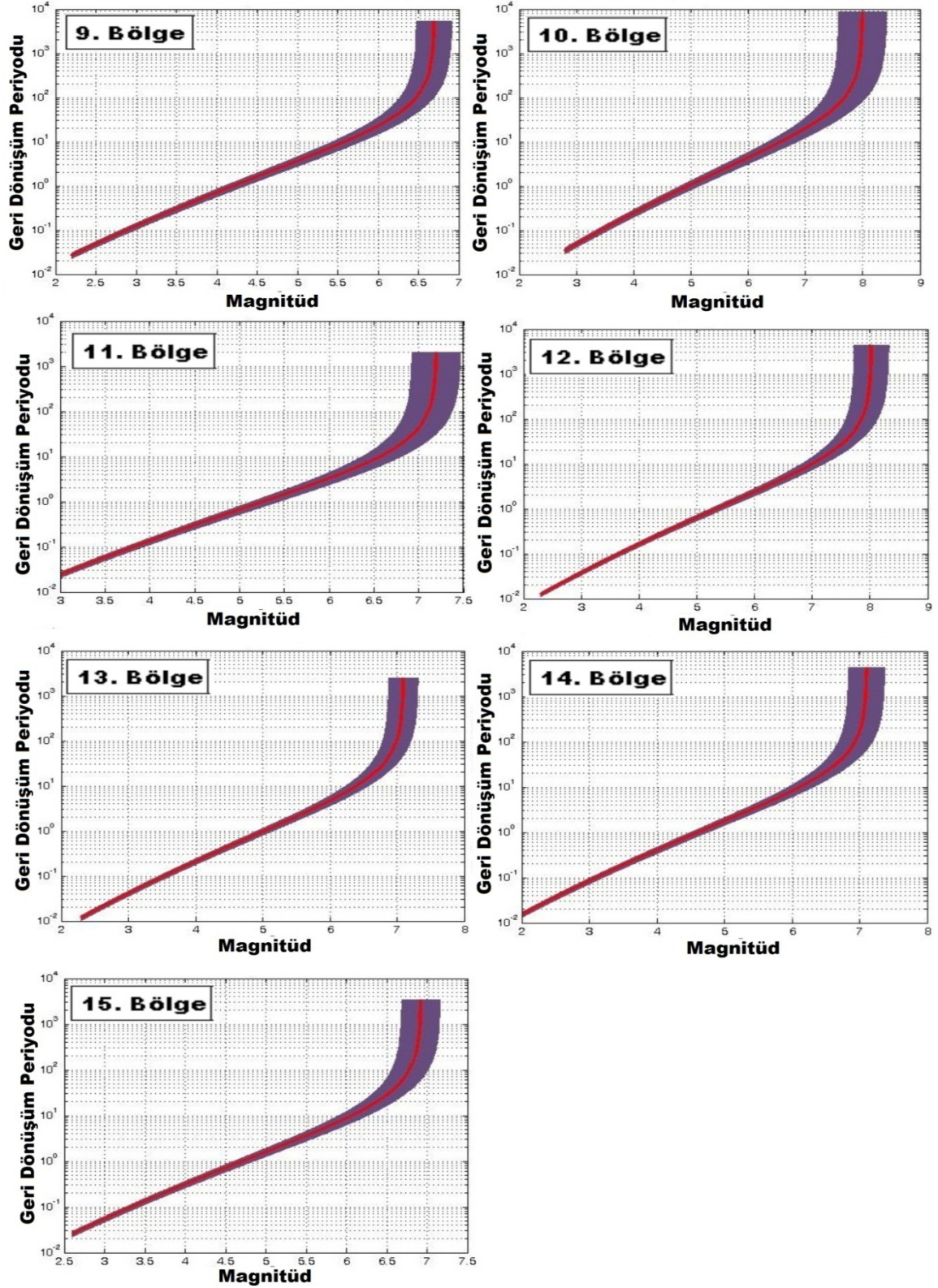
Şekil 3.16. En büyük olasılık yöntemi ve Kijko-Sellevol yöntemi ile hesaplanan b değerlerinin karşılaştırılması

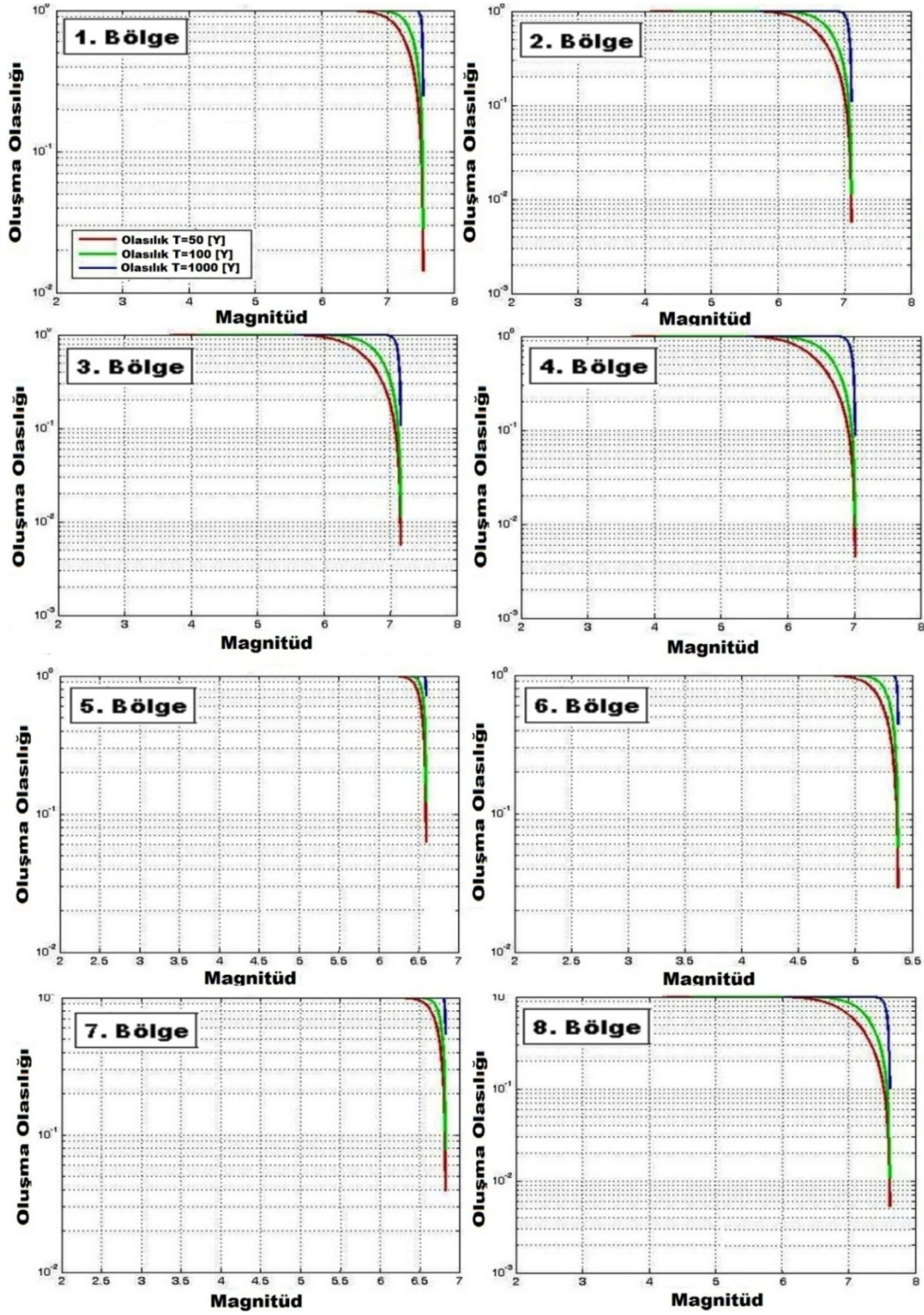
K değerleri 2, 3, 4, 5 ve 6 olarak bulunmuştur. Bu K değerlerine göre deprem hazardı çok düşük, düşük, orta, yüksek ve çok yüksek olarak belirlenip Şekil 3.20'de haritalanmıştır. 6. bölgede ise 6.0 büyüklüğünde bir deprem gözlenmediği için bu bölgede K değeri hesaplanmamıştır. K değerlerine göre 1., 8., 10. ve 12. bölgeler sismik risk açısından en riskli bölgeler olarak gösterilebilir (Tablo 3.6). Bu bölgeler sırası ile Aliğa fayı, Büyük Menderes Grabeni, Ege adaları ve Ege yayı ile ilişkilidir. K değerlerine göre sismik riskin orta-düşük seviye olduğu yerler 9. (Dozkırı-Çardak, Sandıklı fayları), 13. (Göhlisar-Çameli, Acıgöl, Tatarlı Kumdanlı fayları, Dinar Grabeni), 14. (Sultandağı fayı), 15. (Beyşehirgölü, Kaş fayları) ve 5. (Simav, Gediz-Dumlupınar fayları) bölgelerdir.



Şekil 3.17. Batı Anadolu'daki 15 farklı bölge için hesaplanan geri dönüşüm periyotları

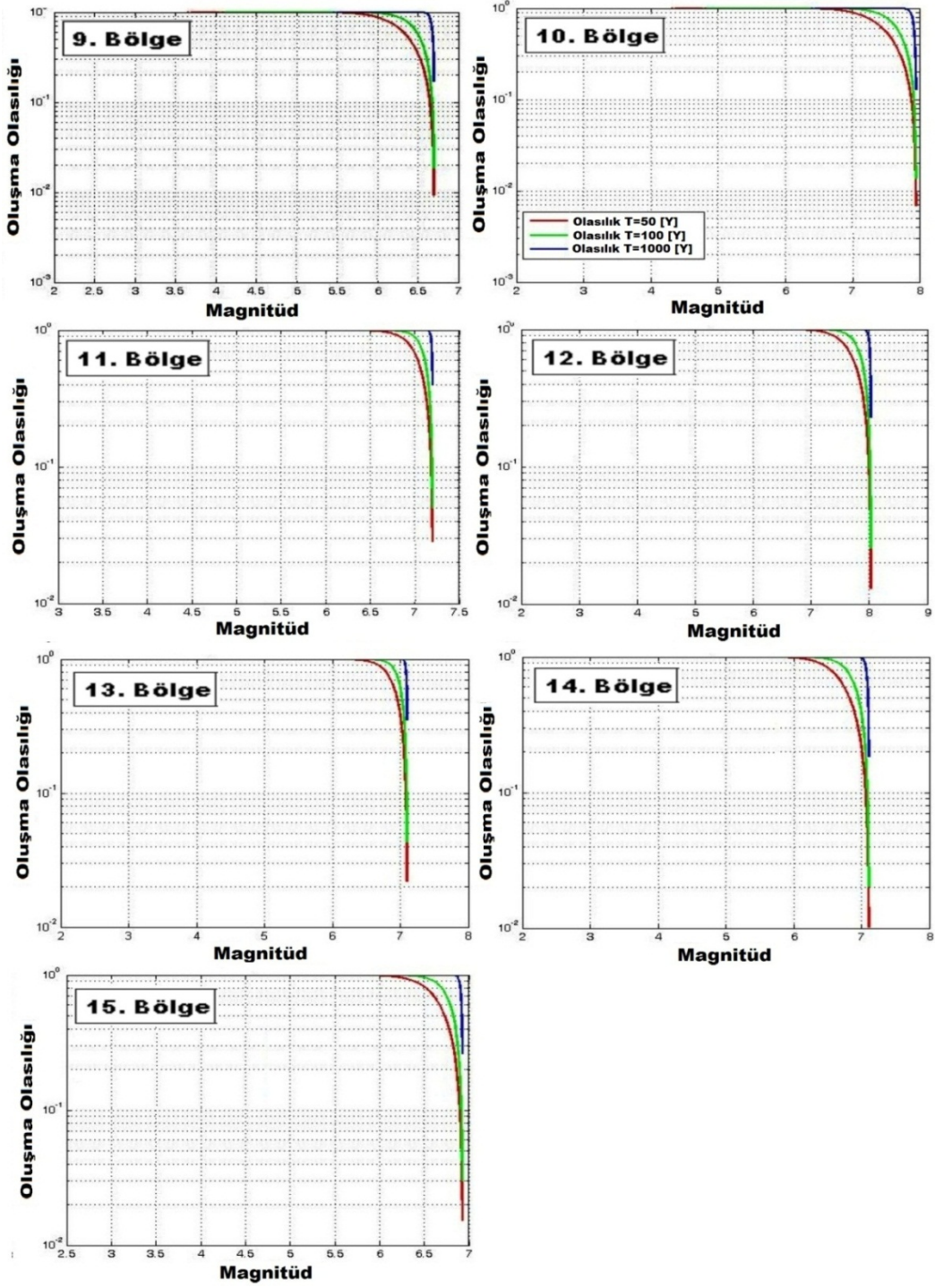
Şekil 3.17'nin devamı

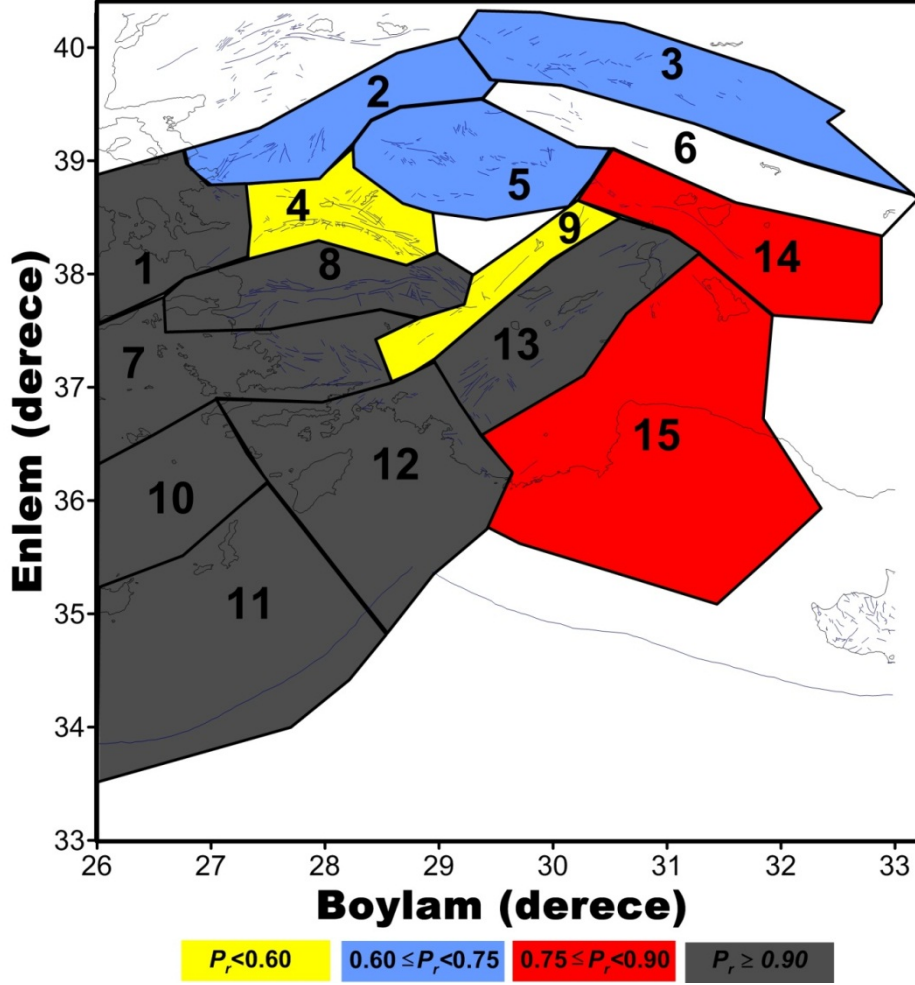




Şekil 3.18. 15 farklı bölge için hesaplanan 50, 100 ve 1000 yıllık periyotlar için deprem olma olasılığı

Şekil 3.18'in devamı





Şekil 3.19. 15 farklı bölgede gelecek 50 yıl için hesaplanan 6.5'den büyük deprem olma olasılığı. Beyaz bölge 6.5'den büyük deprem meydana gelme olasılığı olmayan bölgeleri göstermektedir

Hesaplanan K değerlerine göre hazard seviyesinin en yüksek olduğu yerler Ege yayı, Ege adaları, Aliğa fayı ve Büyük Menderes grabenidir (Şekil 3.20). Çalışma alanındaki en büyük D_c/b değerleri de bu bölgelerde elde edilmiş ve D_c/b değerlerinin deprem hazard seviyesini belirlemede kullanılabileceği görülmüştür.

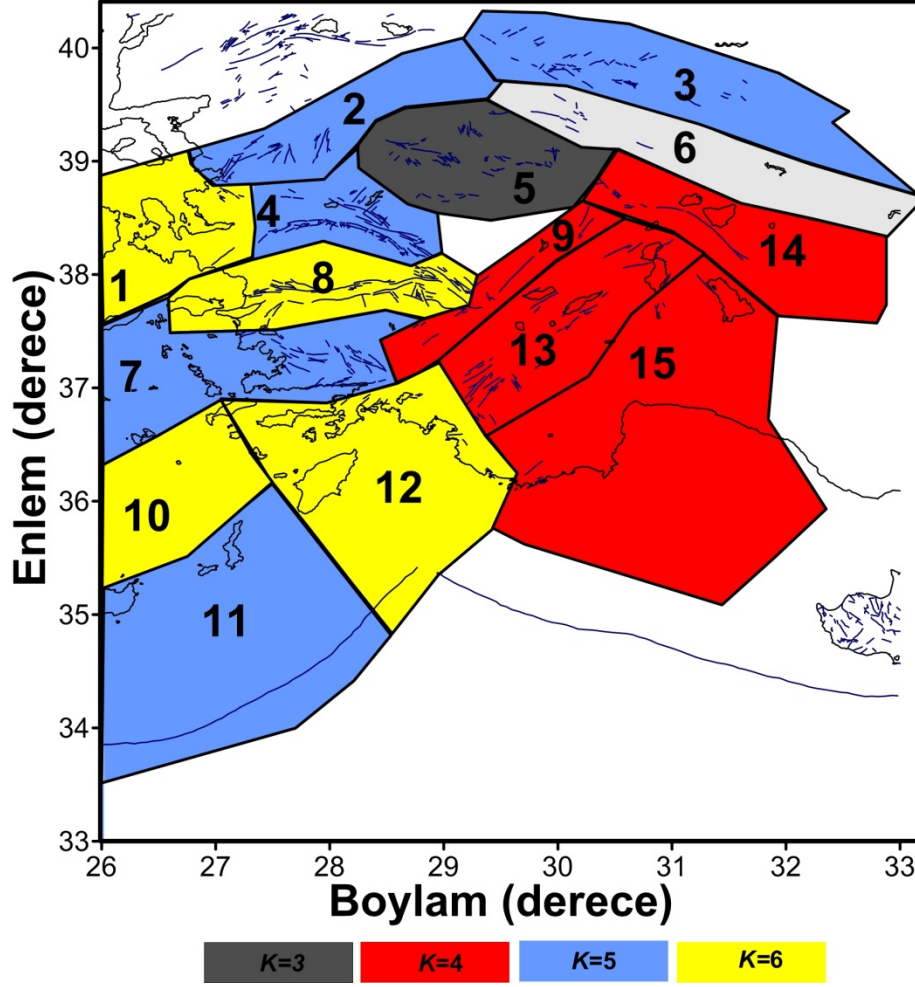
Bayrak vd., (2007a), Kijko ve Sellovel (1989) yöntemiyle Türkiye ve civarı için sadece aletsel dönemi kapsayan sismik tehlike çalışması yapmıştır. En büyük M_{max} değerleri 1., 8., 10. ve 12. bölgelerde elde edilmiştir. Bu bölgeler Aliğa fayı, Büyük Menderes Grabeni, Ege adaları ve Ege yayı ile ilişkilidir.

Tablo 3.6. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı bölge için K değerleri

No	Bölge	Tektonik	K değeri	Risk Seviyesi
1	1	Aliağa Fayı	6	Çok yüksek
2	8	Büyük Menderes Grabeni	6	
3	10	Ege Adaları	6	
4	12	Marmaris, Köyceğiz Fayı-Fethiye Fayları	6	
5	2	Akhisar Fayı	5	Yüksek
6	3	Eskişehir, İnönü Dodurga Fay Zonları	5	
7	4	Gediz Grabeni	5	
8	7	Karova-Milas, Muğla-Yatağan Fayları	5	
9	11	Ege Yayı	5	
10	9	Dozkırı-Çardak, Sandıklı Fayları	4	Orta
11	13	Göhlhisar-Çameli, Acıgöl, Tatarlı Kumdanlı Fayları, Dinar Grabeni	4	
12	14	Sultandağı Fayı	4	
13	15	Beyşehirgözü, Kaş Fayları	4	
14	5	Simav, Gediz-Dumlupınar Fayları	3	Düşük
15	6	Kütahya Fay Zonu	-	

Bayrak vd., (2007a)'nin yaptığı çalışmada da en büyük M_{max} değerlerini Ege Yayında bulmuşlardır. Bu bölgelerde hesaplanan değerler bu tez çalışmasındaki değerlerle uyum göstermektedir. Büyük Menderes Grabeni ve Aliağa fayı civarı için biraz daha düşük değerler bulmuşlardır. Bunun nedeni ise, o bölgede tarihsel dönemde olan büyük depremlerin de bu çalışmada dikkate alınmasıdır.

Genel olarak b değeri ile M_{max} arasında ters bir ilişkinin olduğu söylenebilir. Örneğin b değerinin 0.71 olarak bulunduğu 12. bölgede (Ege yayı) M_{max} değeri 8.03 ile en büyük değerini almıştır. İkinci en küçük b değeri 10. bölgede (Ege adaları) 0.75 olarak bulunmasına karşın, bu bölgedeki M_{max} değeri de ikinci en büyük değeri olan 7.95 olarak elde edilmiştir. Tam tersi olarak, ikinci en yüksek b değeri 1.11 ile 6. bölgede (Kütahya fay zonu) elde edilmiştir. M_{max} değeri ise bu bölgede sadece 5.38 olarak bulunmuştur. Yüksek gerilmeye sahip bölgelerde düşük b değerleri elde edilmektedir (Scholz, 1968, Wyss, 1973). Yani, 10. ve 12. bölgelerde düşük b değeri elde edilmesinin nedeni oradaki yüksek gerilme seviyesinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 3.20. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı bölge için hesaplanan K (hazard seviyesi) değerlerinin haritalanması

3.4. Gumbel-III Yöntemi ile Hesaplanan Parametrelerin Bölgesel Değişimi

Gumbel-III yönteminin sağladığı en büyük avantaj veri setinin sürekli olmasına gerek olmamasıdır. Bu yöntemde hesaplanan en önemli parametre ω parametresidir. ω parametresi bir bölgede depremlerle açığa çıkabilecek en büyük gerilme ile ilişkilidir (Tsapanos, 1997). ω değeri bir bölge için gelecekte oluşabilecek en büyük depremin magnitudü olarak düşünülür ve bu değerden daha büyük bir deprem oluşma olasılığı çok düşüktür. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için aletsel dönem deprem kataloğu kullanılarak hesaplanan ω değerleri 5.59-7.80 arasında değişmektedir (Şekil 3.21). 15 farklı kaynak bölge için hesaplanan en büyük değer Ege adalarını içeren 10. bölge için $\omega=7.80$ olarak hesaplanmıştır ve bu bölge için aletsel dönemde oluşmuş en büyük depremin magnitudü 7.70'dir (Tablo 3.7). 15 farklı kaynak bölge için ω değerinin

7.00'dan büyük olduğu diğer bölgeler Ege yayı ile ilişkili olan 11. ve 12. bölgeler ile Tatarlı-Kumdanlı fayını içeren 13. bölgede elde edilmiştir ve sırası ile $\omega=7.28$, 7.22 ve 7.03 olarak elde edilmiştir. 11. ve 12. bölgeler Ege yayı ile ilişkilidir ve Afrika plakası ile Anadolu plakasının hareketleri arasında kalan bölgededir ve bu bölgelerde aletsel dönemde meydana gelen en büyük depremler her iki bölge içinde $M=7.10$ magnitudüne sahiptir. 6.50-7.00 arasında değişen ω değerleri 1., 2., 3., 7., 8. ve 15. bölgelerde elde edilmiştir. Bu bölgeler sırası ile Aliğa fayı, Akhisar fayı, İnönü-Dodurga fay zonu, Muğla-Yatağan fayı, Büyük Menderes Grabeni, Beyşehirgölü ve Kaş fayları ile ilişkilidir. 6.50'den küçük ω değerleri ise 4. (Gediz Grabeni), 6. (Kütahya Fay Zonu) ve 9. bölgelerde (Sandıklı Fayı) elde edilmiştir. En küçük ω değeri Kütahya fay zonunu içeren 6. bölgede 5.59 olarak elde edilmiş ve bu bölge için aletsel dönemde oluşan en büyük depremin magnitudü 5.30'dur.

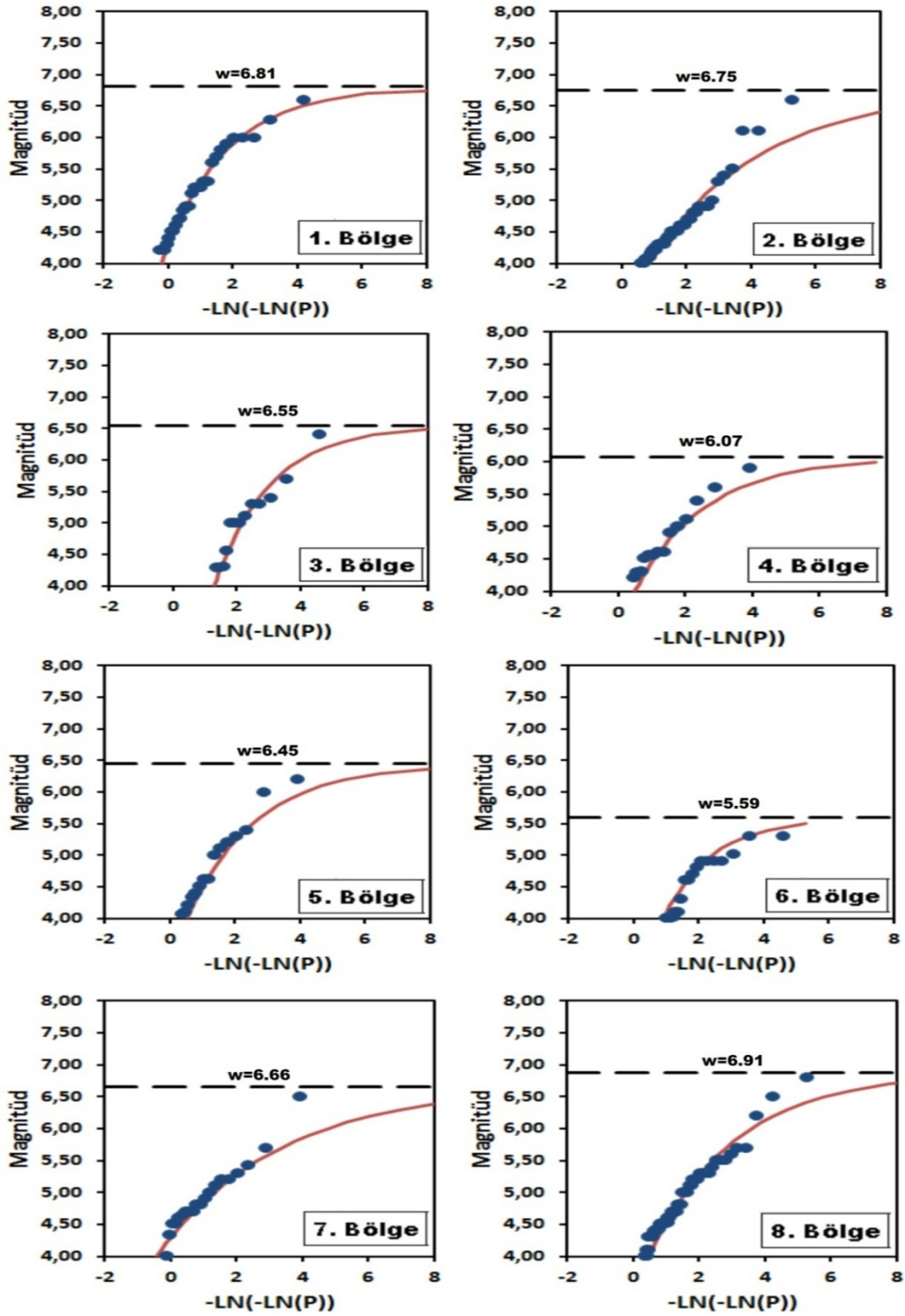
ω değerlerinin bölgesel değişimi için ω değerleri dört gruba ayrılarak haritalanmıştır (Şekil 3.22). Bu değerler $\omega < 6.5$, $6.5 \leq \omega < 7.0$, $7.0 \leq \omega < 7.5$ ve $\omega \geq 7.5$ olarak belirlenmiştir. En küçük değerler ($\omega < 6.5$) 4., 5., 6. ve 9. bölgelerde elde edilmiştir ve bu bölgeler sırası ile Gediz Grabeni, Simav fayı, Kütahya fay zonu ve Sandıklı fayı ile ilişkilidir. Bu bölgelerde aletsel dönem için gözlenen en büyük deprem magnitudleri 5.30 ve 6.30 arasında değişmektedir ve elde edilen ω değerlerinin bu değerlerle uyumlu olduğu görülmektedir.

İkinci en küçük değerler ($6.5 \leq \omega < 7.0$) 1., 2., 3., 7., 8. ve 15. bölgelerde elde edilmiştir. Bu bölgeler sırası ile Aliğa fayı, Akhisar fayı, Eskişehir fay zonu, Karova-Milas fayı, Büyük Menderes Grabeni ve Kaş fayları ile ilişkilidir. Bu bölgeler için gözlenmiş en büyük deprem 6.80'dir ve gözlenen değerler ile ω değerlerinin uyumlu olduğu görülmektedir. $7.0 \leq \omega < 7.5$ değerleri ise Ege yayı ile ilişkili olan 11. ve 12. bölgelerde, Kumdanlı fayını içeren 13. bölgede ve Sultandağı fayını içeren 14. bölgede elde edilmiştir. Bu bölgelerde meydana gelen en büyük depremlerin magnitudleri 6.90 ve 7.10 arasında değişmektedir. En büyük değer ($\omega \geq 7.5$) ise Ege yitim zonunun etkin olduğu ve aletsel dönemde gözlenen en büyük depremin olduğu 10. bölgede elde edilmiştir.

Tablo 3.7. Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı kaynak bölge için Gumbel-III yöntemi ile hesaplanan deprensellik parametreleri ve Kijko yöntemi ile hesaplanan M_{\max}^{Kijko} değerleri

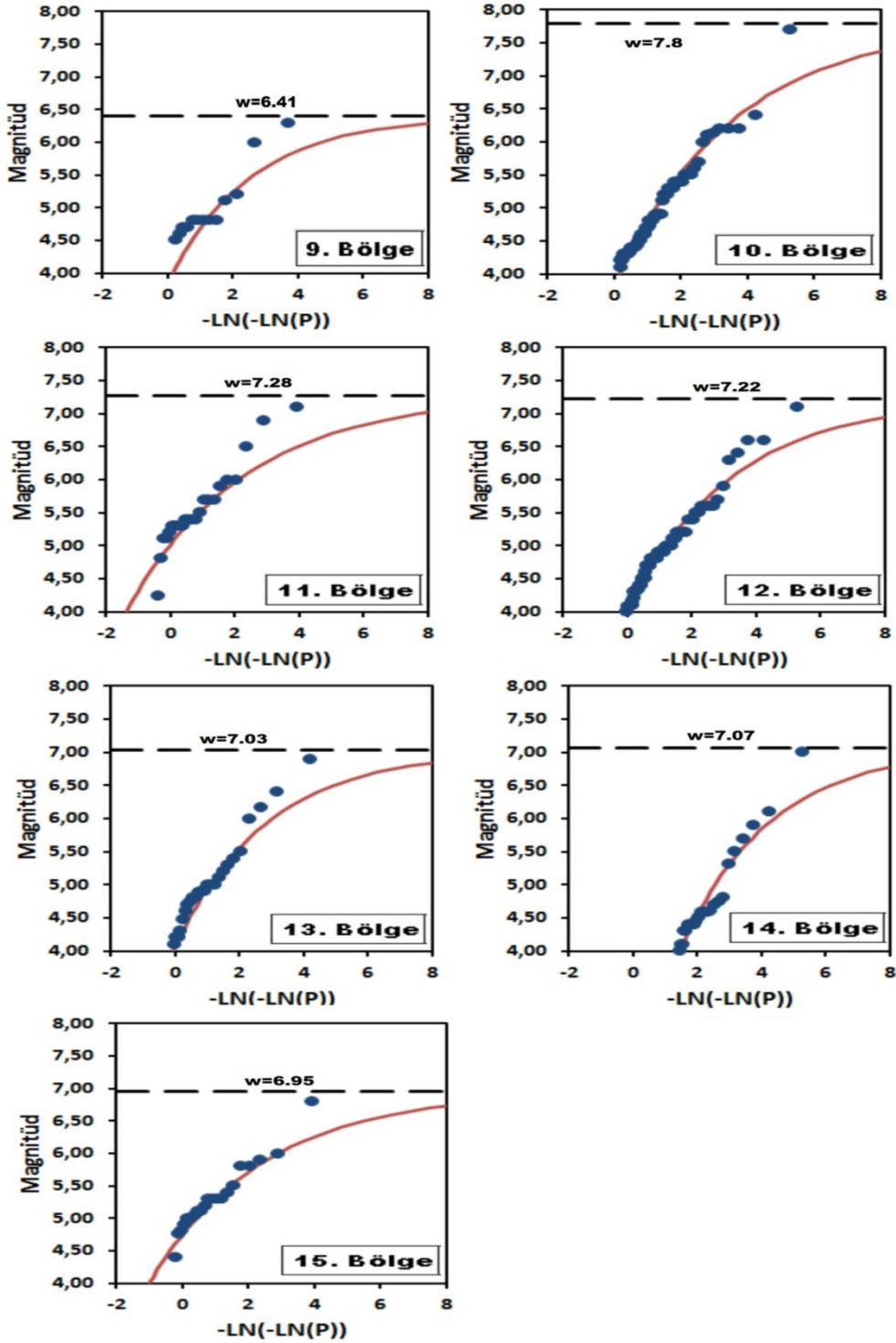
Bölge	M_{\max}^{goz}	ω	M_{\max}^{Kijko}	$\sigma\omega$	u	σu	λ	$\sigma\lambda$	Uç Yıllar (k)
1	6.60	6.81	6.70	0.71	4.28	0.14	0.51	0.25	3
2	6.60	6.75	6.76	1.32	3.23	0.28	0.29	0.20	1
3	6.40	6.55	6.56	0.75	1.22	0.72	0.57	0.23	2
4	5.90	6.07	6.02	1.30	3.46	0.48	0.47	0.49	1
5	6.20	6.45	6.29	1.30	3.30	0.48	0.47	0.38	4
6	5.30	5.59	5.55	0.56	2.67	0.50	0.66	0.37	2
7	6.50	6.66	6.59	2.65	4.29	0.22	0.27	0.40	4
8	6.80	6.91	6.94	0.72	3.44	0.16	0.38	0.14	1
9	6.30	6.41	6.70	1.80	3.86	0.31	0.39	0.44	5
10	7.70	7.80	7.95	1.31	3.82	0.19	0.28	0.15	1
11	7.10	7.28	7.20	2.29	5.02	0.15	0.27	0.31	4
12	7.10	7.22	7.20	0.97	4.01	0.13	0.31	0.15	1
13	6.90	7.03	7.01	1.47	4.07	0.20	0.35	0.26	3
14	7.00	7.07	7.22	1.06	1.87	0.43	0.36	0.16	1
15	6.80	6.95	6.94	2.30	4.75	0.19	0.29	0.40	4

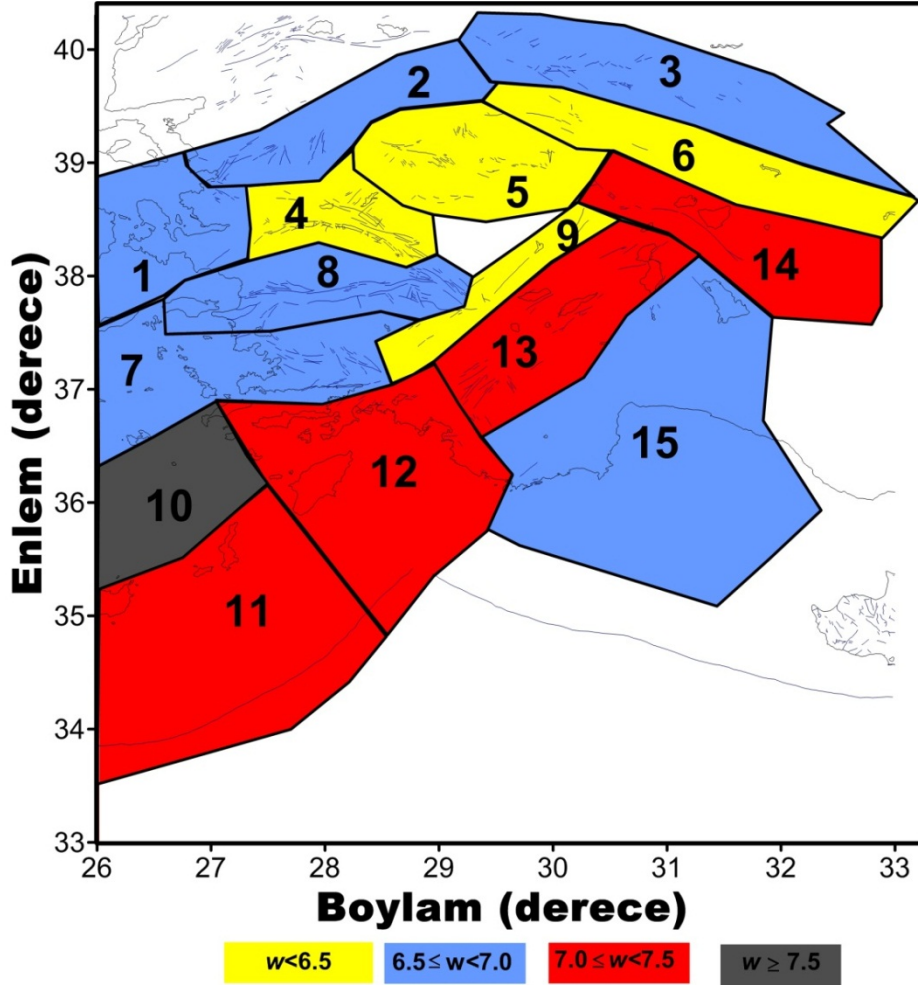
Kijko yöntemi ile hesaplanan M_{\max}^{Kijko} ve Gumbel-III yöntemi ile hesaplanan ω parametreleri bir bölge için gelecekte oluşabilecek en büyük depremin magnitudünü ifade etmektedir. M_{\max}^{Kijko} ve ω değerleri Şekil 3.23'de görülmektedir. $\omega - M_{\max}^{Kijko}$ arasındaki en büyük farklar 1., 5., 9., 10. bölgelerde elde edilmiştir. 1. bölge (Akhisar Fayı) için gözlenen en büyük magnitud değeri 6.60'dır ve bu bölge için $M_{\max}^{Kijko}=6.70$ ve $\omega=6.81$ olarak elde edilmiştir. Bölgede meydana gelen depremlerin magnitudleri genellikle 2.00-4.00 arasında değişmektedir. Bölgenin deprenselliği de göz önüne alınca bu bölge için Kijko yöntemi ile hesaplanan gelecekte oluşabilecek en büyük deprem magnitudünün bölge ile daha uyumlu olduğu gözükmektedir.



Şekil 3.21. Batı Anadolu'daki 15 farklı kaynak bölge için Gumbel-III yöntemi ile elde edilen w (gelecekte oluşabilecek en büyük depremin magnitüdü) değerleri

Şekil 3.21'in devamı



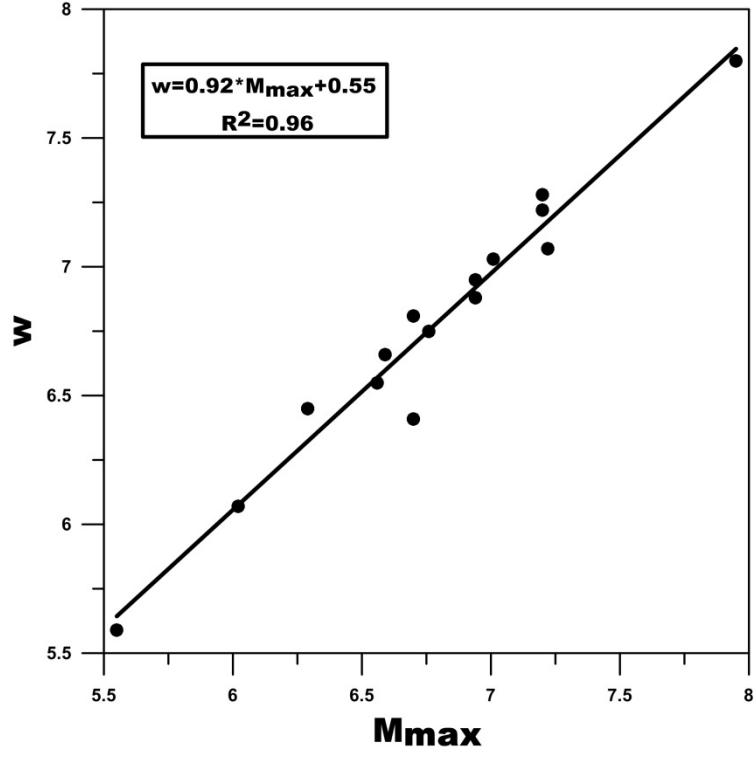


Şekil 3.22. Gumbel III yöntemi ile hesaplanan w değerlerinin haritalanması

Kijko yöntemi ile hesaplanan M_{\max}^{Kijko} ve Gumbel-III yöntemi ile hesaplanan ω parametreleri bir bölge için gelecekte oluşabilecek en büyük depremin magnitudünü ifade etmektedir. M_{\max}^{Kijko} ve ω değerleri Şekil 3.23'de görülmektedir. $\omega - M_{\max}^{Kijko}$ arasındaki en büyük farklar 1., 5., 9., 10. bölgelerde elde edilmiştir. 1. bölge (Akhisar Fayı) için gözlenen en büyük magnitud değeri 6.60'dır ve bu bölge için $M_{\max}^{Kijko} = 6.70$ ve $\omega = 6.81$ olarak elde edilmiştir. Bölgede meydana gelen depremlerin magnitudleri genellikle 2.00-4.00 arasında değişmektedir. Bölgenin depremselliği de göz önüne alınca bu bölge için Kijko yöntemi ile hesaplanan gelecekte oluşabilecek en büyük deprem magnitudünün bölge ile daha uyumlu olduğu gözükmemektedir. Simav fayını içeren 5. bölgede $M_{\max}^{Kijko} = 6.29$ ve $\omega = 6.45$ olarak elde edilmiştir. Aletsel dönemde bölgede meydana gelen en büyük deprem 6.20 magnitudüne sahiptir. Bölgede meydana gelen depremlerin magnitudleri genellikle 2.00-4.00 aralığında değişmektedir fakat 4.00-5.00 magnitud aralığında ortalama 2 yılda bir

deprem meydana gelmektedir. Simav fayı gerilimini genellikle küçük-orta büyüklükteki depremlerle boşalttığından dolayı bu bölge için de Kijko yöntemi ile hesaplanan M_{\max}^{Kijko} değerinin uyumlu olduğu söylenebilir. Dozkırı-Çardak ve Sandıklı faylarını içeren 9. bölge için $M_{\max}^{Kijko}=6.70$ ve $\omega=6.41$ olarak hesaplanmıştır. Aletsel dönem için bu bölgede oluşan en büyük deprem 6.30 magnitüdü depremdir. Bölgede meydana gelen depremler genellikle 2.0-4.0 magnitüd aralığındadır ve magnitüdü 5.0'den büyük deprem sayısı çok azdır (Şekil 2.2). Bu bölge için Gumbel-III yöntemi ile hesaplanan ω değerinin bölgenin tektoniği ile daha uyumlu olduğu söylenebilir. Ege adalarını içeren 10. bölge için $M_{\max}^{Kijko}=7.95$ ve $\omega=7.80$ olarak hesaplanmış ve bölgedeki aletsel dönemde oluşan en büyük depremin magnitüdü 7.70 olarak gözlenmiştir. Bölge hem Ege yayı ile hem de Ege yitim zonu ile ilişkili olduğundan bölgede sık sık $M>6.0$ magnitüdü depremler gözlenmekte hem de bölgenin gerilim seviyesi artmaktadır. Bu bölge için iki yöntemle de hesaplanan büyüklükte depremler gelecekte oluşabilir fakat günümüze kadar oluşan depremlere bakıldığında Gumbel-III yöntemi ile elde edilen ω değerinin bölgenin tektonik yapısı ve depremselliği ile daha uyumlu sonuç verdiği söylenebilir.

Gumbel III yöntemi ile hesaplanan w değeri ve Kijko-Sellevol yöntemi ile hesaplanan M_{\max}^{Kijko} değerlerinin karşılaştırılması için bu değerler arasındaki ilişki hesaplanmıştır (Şekil 3.23). İlişki katsayısı 0.96 çıkmış ve bu değerler arasında çok iyi bir uyum gözlenmiştir. Bu parametreler arasındaki en büyük fark yaklaşık olarak 0.30'dur. Sismik risk çalışmalarında her iki yöntemle hesaplanan en büyük deprem magnitüdü değerlerinin birbirleri ile uyumlu olduğu gözlenmiş ve sismik risk çalışmalarında her iki parametrenin de güvenilirlikle kullanılabilceği belirlenmiştir.



Şekil 3.23. Gumbel-III yöntemi ile hesaplanan ω ve Kijko-Sellevol yöntemi ile hesaplanan M_{\max}^{Kijko} değerleri

5. SONUÇLAR

Bu çalışmada, Batı Anadolu ve civarındaki farklı sismik bölgeler için deprem tehlike parametreleri değerlendirilmiştir. Çalışmada kullanılan veri Bayrak vd. (2008) tarafından hazırlanan ve başta KRDAE olmak üzere farklı kataloglardan derlenmiş, hem tarihsel hem de aletsel dönemleri içeren detaylı bir katalogdur. 2008-2011 yılları arasındaki veri ise Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Merkezinden alınarak katalog tamamlanmıştır. Bayrak vd. (2008) tarafından hazırlanan sismik kaynak bölgeleri ve Batı Anadolu ve civarı için yapılan eski çalışmalar da dikkate alınarak yapılan her kaynak bölge için en büyük olasılık yöntemi ile magnitüd-deprem sayısını ifade eden b değeri bölgesel, mekânsal ve zamana göre hesaplanmıştır. Kijko ve Sellevoll (1989) yöntemi kullanılarak aletsel ve tarihsel verileri içeren katalog için b değerleri hesaplanmıştır. Bu b değerleri kullanılarak her bölge için geri dönüşüm periyodları, deprem oluşma olasılıkları ve her bölgede beklenen maksimum magnitüdü depremler hesaplanarak haritalanmıştır. Gumbel-III yöntemi ile her bölgede oluşabilecek en büyük depremin magnitüdü hesaplanarak haritalanmıştır. Her bölge için fraktal boyut değerleri de bölgesel, mekânsal ve zamana göre hesaplanmıştır.

Zamana göre hesaplanan b değerleri ve fraktal boyut (D_C) değerleri büyük depremler öncesi önemli değişimler gösterdiği tespit edilmiş ve bu parametrelerin depremlerin önceden kestiriminde önemli bilgiler içerdiği belirlenmiştir. Mekansal ve bölgesel b ve D_C değerlerinin sonuçları fayların gerilim durumu, heterojenitesi ve ısı akısı gibi değerlerle uyumlu olduğu belirlenmiştir. Bu parametrelerin daha detaylı çalışılması oluşabilecek büyük bir depremin tahmin edilebilmesini sağlayabilir.

Aletsel verileri içeren katalog için Kijko-Sellevol yöntemi ve en büyük olasılık yöntemi ile hesaplanan b değerlerine bakıldığında, Kijko-Sellevol yöntemi ile elde edilen b değerlerinin bölgelerin tektonik yapısı, depremsellik özellikleri ile daha uyumlu olduğu belirlenmiştir.

Kijko-Sellevol yöntemi ile hesaplanan oluşabilecek en büyük depremin magnitüdüne bakıldığında, en büyük değerlerin gözlemlendiği bölgeler 1., 8., 10. ve 12. bölgelerdir. Kijko-Sellevol yöntemi ile depremlerin geri dönüşüm periyotlarına bakıldığında, en düşük değerler Ege dalma batma zonu ile ilişkili olan 10., 11., ve 12. bölgelerde elde edilmiştir. Bu bölgelerde 6.5 magnitüdünde bir depremin geri dönüşüm periyodu ortalama 8 yıl olarak

belirlenmiştir. Kijko-Sellevol yöntemi ile hesaplanan depremlerin oluşma olasılıklarına bakıldığında, 50 yıllık periyot için magnitüdü 6.5' den büyük bir depremin oluşma olasılığının %90'dan fazla olduğu yerler Aliğa fayı, Karova-Milas fayı, Muğla-Yatağan fayı, Büyük Menderes grabeni, Sandıklı fayı, Ege Yayı ve Ege adaları ile ilişkili olan 1., 7., 8., 10., 11., 12. ve 13. bölgelerdir.

Gumbel-III yöntemi ile hesaplanan oluşabilecek en büyük depremin magnitüdü sonuçlarına göre en yüksek değerler 10., 11. ve 12. bölgelerde gözlenmiş ve sırası ile $w=7.80$, 7.28 ve 7.22 olarak elde edilmiştir. Bu bölgelerde meydana gelen en büyük depremlerin magnitüdüleri de 7.0'dan büyüktür.

Gumbel III ve Kijko yöntemi ile hesaplanan oluşabilecek en büyük depremin magnitüdü değerleri arasında bir doğrusallık tespit edilmiş ve aralarındaki ilişki katsayısı %96 olarak belirlenmiştir. Sismik tehlike çalışmalarında bu iki yöntemle de elde edilen parametrelerin güvenilirliğinin yüksek olduğu sonucuna varılmıştır.

Hesaplanan sismik tehlike parametrelerine göre Batı Anadolu ve civarındaki 15 farklı sismik bölge içinde en tehlikeli bölgelerin Büyük Menderes grabeni, Ege yayı, Ege adaları ve Ege dalma-batma zonu ile ilişkili olan 8., 10., 11. ve 12. bölgeler olduğu sonucuna varılmıştır.

4. KAYNAKLAR

- Abraham, N.B., Albano, A.M., Das, B., Guzman, G., Young, S., Gioggia, R.S., Puccioni G.P. ve Tredicce, J.R., 1986. Calculating the Dimension of Attractors from Small Data Sets, Phys. Lett. A, 114, 217-221.
- Aki, K., 1965. Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - bM$ and its Confidence Limits, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ. 43, 237-239.
- Aki, K., 1981. A Probabilistic Synthesis of Precursory Phenomena, in Earthquake Prediction: An International Review, In: Simpson, D. W., Richards, P. G.,(Eds.), AGU, Washington, D.C., Maurice Ewing Set., 4, 566-574.
- Alp, H., Özçelik, S., Sezgin, N. ve Pınar, A., 2006. 2000-2002 Yıllarında Afyon Sultandağı Bölgesindeki Depremlerin Etkileşimi, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 19, 1, 101-112.
- Alptekin, Ö., 1978. Magnitude-frequency Relationships and Deformation Release for the Earthquakes in and Around Turkey, Thesis for Promoting to Associate Professor Level, Karadeniz Technical University, 107.
- Altunel, E. ve Barka, A. A., 1997. Hierapolis'teki Arkeosismik Hasarların Degerlendirilmesi, Türkiye Jeoloji Dergisi.
- Altunel, E. ve Hancock, P. L., 1993. Active fissuring and Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey. Z. Geomorph. N. F., 94, 285-302.
- Ambraseys, N.N., 1970. Some Characteristic Features of the Anatolian Fault Zone, Tectonophysics, 9, 143-165.
- Ambraseys, N. N.,1981. On the Long Term Seismicity of the Hellenic Arc, Boll. Geof. Teor. Appl. XXIII. 355-361.
- Ambraseys, N. N., 1988. 'Engineering seismology'. Earthq. Engin. Struct. Din. 17,1-105.
- Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F., 1995. The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, a Historical Review, 1500-1800, Eren yayıncılık, İstanbul.
- Anagnos, T. ve Kiremidjian, A. S., 1988. A Review of Earthquake Occurrence Models for Seismic Hazard Analysis. Probab. Eng. Mech., 3, 3-11.
- Angelier, J., Dumont, J. F., Karamandereci, H., Poisson A., Şimsek, S. ve Uysal, S., 1981. Analyses of Fault Mechanisms and Expansion of Southwestern Anatolia since the late Miocene, Tectonophysics, 75, 1-9.

- Ansal, A. M., İyisan, R. ve Güllü, H., 2001. Microtremor Measurements for the Microzonation of Dinar. Pure and Applied Geophysics, 158, 2525-2541.
- Arpat, E. ve Bingöl E., 1969. The Rift System of the Western Turkey, Thoughts on its Development, Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk., 73, 1-9.
- Aslan, E., 1972. Magnitude and Time Distributions of Earthquakes in Turkey. Bull. Int. Inst. Seismol. Earthquake. Eng., 7, 1-10.
- Bakır, BS., Sucuoğlu, H. ve Yılmaz, T., 2002. An Overview of Local Site Effects and the Associated Building Damage in Adapazarı During the 17 August 1999 İzmit Earthquake, Bulletin of Seismological Society of America, 92, 509-526.
- Barton, D. J., Foulger, G. R., Henderson, J. R. ve Julian B.R., 1999. Frequency-magnitude Statistics and Spatial Correlation Dimensions of Earthquakes at Long Valley Caldera, California, Geophys. J.Int, 138, 563-570.
- Bath, M., 1979. Seismic Risk in Turkey; a Preliminary Approach. Tectonophysics, 54, T9-T16.
- Bath, M., 1981. Earthquake Recurrence of a Particular Type. PAGEOPH, 119, 1063-1076.
- Bayrak, Y., Öztürk, S. ve Erduran, A., 2002. The Relationships Between Maximum Magnitudes and Modal Values for Different Regions of Turkey. 3rd Balkan Geophysical Congress and Exhibition, 8-4, 24-28 June, Sofia, Bulgaria.
- Bayrak, Y., 2004. Sismoloji Ders Notları, KTÜ Basımevi, Trabzon.
- Bayrak, Y., Yılmaztürk, A. ve Öztürk, S., 2005. Relationships Between Fundamental Seismic Hazard Parameters for the Different Source Regions in Turkey. Natural Hazards, 36, 445-462.
- Bayrak, Y., Öztürk, S., Tsapanos, T.M., Koravos, G.Ch., Leventakis, G.A. ve Kalafat, D., An Evaluation of Earthquake Hazard Parameters Based on the Instrumental Data for Different Seismic Regions of Turkey and Adjacent Areas, International Earthquake Symposium, Ekim 2007, Kocaeli, Bildiriler kitabı: 92-96, 22-24.
- Bayrak, Y., Öztürk, S., Koravas, G. Ch., Leventakis, G. A. ve Tsapanos, T. M., 2008. Seismicity Assessment for the Different Regions in and Around Turkey Based on Instrumental Data: Gumbel First Asymptotic Distribution and Gutenberg-Richter Cumulative Frequency Law, Nat. Hazard and Earth Syst. Sciences, 8, 109-122.
- Bayrak, Y., Öztürk, S., Çınar, H., Kalafat, D., Tsapanos, T.M., Koravos, G.Ch. ve Leventakis, G.A., 2009. Estimating Earthquake Hazard Parameters from Instrumental Data for Different Regions in and Around Turkey, Engineering Geology, 105, 200-210.
- Bayrak, Y. ve Bayrak, E., 2012. An Evaluation of Earthquake Hazard Potential for Different Regions in western Anatolia Using the Historical and Instrumental Earthquake Data. Pure and Applied Geophysics DOI 10.1007/s00024-011-0439-3, in press.

- Bender, B., 1983. Maximum Likelihood Estimation of b values for Magnitude Grouped Data. Bull. Seism. Soc. Am., 73, 3, 831-851.
- Benjamin, J. R. ve Cornell, C. A., 1970. Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers. McGrawHill, New York.
- Bhattacharya, P.M., Kayal, J.R., Baruah, S. ve Arefiev, S.S., 2010. Earthquake Source Zones in northeast India: Seismic Tomography, Fractal Dimension and b -value Mapping, Pure Appl. Geophys. 167, 999-1012.
- Bingöl, E., 1989. Geological Map of Turkey at 1:2000000 scale, MTA Publ., Ankara.
- Blumenthal, M. M., 1963. Le systeme structural du Taurussud Anatolien. Paul Fellot, 2, Soc. Geol. France, 611-662.
- Bonilla, M. G., Mark, R. K. ve Lienkaemper, J. J., 1984. Statistical Relations Among Earthquake Magnitude, Surface Rupture Length, and Surface Fault Displacement. Bull. Seismol. Soc. Am., 74, 2379-2411.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. Geodinamica Acta., 14, 3-30.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J. ve Poisson, A. 1971. Outline of thegeology of the Western Taurides. In Geology and History of Turkey (ed A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.
- Burton, P.W. 1977. The Application of Extreme Value Statistics to Seismic Hazard Assessments in the European Area. In Proc. Symp. Analysis and on Seismic Risk, Liblice, 17–22.
- Burton, P. W. 1979. Seismic Risk in Southern Europe Through to India Examined using Gumbel's Third Distribution of Extreme Values, Geophys. J. R. Astron. Soc. 59, 249–280.
- Burton, W. P., McGonigle, R., Makropoulos, K. C. ve Üçer, S. B., 1984. Seismic Risk in Turkey, the Aegean and eastern Mediterranean: The Occurrence of Large Magnitude Earthquakes. Geophys. J. R. Astr. Soc., 78, 475-506.
- Casado, L., Sanz de Galdano C., Delgado, C. ve Peinado, J., 1995. The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region. Tectonophysics, 248, 277-292.
- Chen, C. C., Wang, W. C., Chang, Y. F., Wu, Y. M. ve Lee, Y. H., 2006. A Correlation Between the b -value and the Fractal Dimension from the Aftershock Sequence of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake, Geophysical Journal International, 167, 1215-1219.
- Cosentino, P., Ficara, V. ve Luzio, D., 1977. Truncated Exponential Frequency-Magnitude Relationship in Earthquake Statistics. Bull. Seism. Soc. Am., 67, 1615-1623.

- Dewey, J. F. ve Sengör, A.M.C., 1979. Aegean and Surrounding Regions: Complex Multi-Plate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone, Geol. Soc. America Bull.Part 1, 90, 84-92.
- Dewey, J. F., 1976. Seismicity of Northern Anatolia. Bull. Seismol. Soc. Am., 66, 843-868.
- Dimri, V. P., 2005. Introduction: Fractals in Geophysics and Seismology. In Fractal Behavior of the Earth System, Dimri, V. P., (Eds.), 208.
- Dolmaz, M. N., 2004. Determination of Curie Point Depths of Southern Part of Western Anatolia and Their Correlation With Geodynamic Events, Doktora Tezi, Istanbul Universitesi, Turkiye (unpubl.), (in Turkish with English abstract).
- Dong, W. M., Bao, A. B. ve Shah, H. C., 1984. Use of Maximum Entropy Principle in Earthquake Recurrence Relationships. Bull. Seism. Soc. Am., 74, 725-737.
- Dumont, J. F., Uysal, S., Simsek, S., Karamanderesi, H. ve Letouzey, J. 1979. Formation of the Grabens in southwestern Anatolia, Bull. Min. Res. Explor. Ins.Turk., 92, 7-18 p.
- Emre, T., 1996. Gediz Grabeninin Jeolojisi ve Tektoniği, Turkish Journ. of Earth Sciences, 5, 171-186.
- Enescu, B. ve Ito, K. 2001. Some Premonitory Phenomena of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake: Seismicity, b-value and Fractal dimension, Tectonophysics, 338, 3-4, 297-314.
- Erdik, M., Doyuran, V., Akkaş, N. ve Gülkan, P., 1985. A Probabilistic Assessment of the Seismic Hazard in Turkey. Tectonophysics, 117, 295-344.
- Erdik, M., Alpay, B.Y., Onur, T., Sesetyan, K. ve Birgoren, G., 1999. Assesment of Earthquake Hazard in Turkey and Neighboring Regions. Annali di Geofisica, 42, 1125-1138.
- Ergunay, O., 1976. Earthquake Zoning Map of Turkey. UNESCO Proc. Sem. Seism. Zoning Map, 1, 359-370.
- Erinç, S., 1955. Die Morphologischen Entwicklungsstadien der Küçük Menderesmasse, Review Univ. Yst. Geogr. Inst., 2, 93-95
- Eyidogan, H., Guclu, U., Utku, Z. ve Degirmenci, E., 1991. Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi, İTÜ, Maden Fakültesi, Jeofizik Bölümü yayını, 198 p.
- Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C. ve Temiz, H., 1995. Post-Tortonian Westward and Southward Thrusting in the core of the Isparta Recentrant (Taurus, Turkey). Geodynamic implications. Bull. Soc. Geol. France, 166, 59-67.
- Frohlich C. ve Davis, S. C. 1993. Teleseismic b values; or, much ado about 1.0. J. Geophys. Res., 98, 631-644.

- Grassberger, P. ve Procaccia, I., 1983. Measuring the Strangeness of Strange Attractors, Physica D, 9, 189-208.
- Grassberger, P. ve Procaccia, I., 1984. Dimensions and Entropies of Strange Attractors from a Fluctuating Dynamics Approach. Physica D: Nonlinear Phenomena 13 (1-2): 34–54. doi:10.1016/0167-2789(84)90269-0
- Grassberger P, ve Procaccia I, 1993. Measuring the Strangeness of Strange Attractors, Physica D 9, 189-208.
- Gringorten, I. I. 1963. A Plotting Rule for Extreme Probabilistic Paper, J. Geophys. Res. 68, 813–814.
- Guidobani, E., Comastri, A. ve Traina, G., 1994. Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean area up to the 10 th century. Inst. Nazionale di Geofisica. 504 s.
- Gumbel, L., J., 1966. Statistics of extremes, Columbia University Press. New York, 375.
- Guo, Z. ve Ogata, Y., 1995. Correlation between Characteristic Parameters of Aftershock Distributions in Time, Space, and Magnitude, Geophys. Res. Lett., 22, 993–996.
- Gutenberg, R. ve Richter, C. F., 1954. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bull. Seismol. Soc. Am., 32, 163-191.
- Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yüçemen, M. S., Doyuran, V. ve Başöz, N., 1993. Earthquake Zoning Map of Turkey Based on the Most Recent Data (En son verilere göre hazırlanan Türkiye deprem bölgeleri haritası). METU Earthquake Engineering Research Center, 156, 93-01.
- Gurer, A., Gürer, Feyzi., Pinçe, A. ve Ilkisik, M., 2001. Conductivity Structure along the Gediz Graben, West Anatolia, Turkey: Tectonic Implications, International Geology Review, 43, 12, 1129-1144.
- Hancock, P. L. ve Barka, A. 1987. Kinematic Indicators on Active Normal Faults in western Turkey, Journ. of Structural Geology, 9, 5-6, 573-584.
- Hatzidimitriou, P. M., Papadimitrou, E. E., Mountrakis, D. M. ve Papazachos, B. C., 1985. The Seismic Parameter b of the Frequency-Magnitude Relation and its Association with Geological Zones in the Area of Greece. Tectonophysics, 120, 141-151.
- Havstad, J.W. ve C.L. Ehlers, 1989. Attractor Dimension of Nonstationary Dynamical Systems from Small Data Sets, Phys. Rev. A, 39, 845-853
- Henderson, J., Main, I.G., Pearce, R.G. ve Takeya, M., 1994. Seismicity in north-eastern Brazil—Fractal Clustering and the Evolution of the b-value, Geophys. J. Int., 116, 217–226.
- Henderson, J.R., Barton, D.J. ve Foulger, G.R., 1999. Fractal Clustering of Induced Seismicity in the Geysers Geothermal Area, California, Geophys. J. Int., 139, 317–324.

- Hirata, T., 1989. Fractal Dimension of Fault System in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various Scales, Pure Appl. Geophys. 94, B6, 7507-7514.
- İlkişik, O.M., 1995. Regional Heat Flow in Western Anatolia Using Silica Temperature Estimates From Thermal Springs. Tectonophysics, 244, 175–184.
- Jackson, J.A. ve Mckenzie, D. 1984. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt Between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 77, 185-264.
- Jenny S., Goes S., Giardini D. ve Kahle H-G., 2004. Earthquake Recurrence Parameters from Seismic and Geodetic Strain Rates in the eastern Mediterranean, Geophys. J. Int. 157,1331–1347
- Jiménez., M. J., Giardini, D., Grünthal, G. ve Sesame Working Group (Erdik, M., García-Fernández, M., Lapajne, J., Makropoulos, K., Muson, R., Papaioannou, Ch., Rebez, A., Riad, S., Sellami, S., Shapira, A., Slejko, D., Van Eck, T. ve El Sayed, A., 2001. Unified Seismic Hazard Modelling throughout the Mediterranean Region. Bolletino Di Geophysica Teorica Ed Applicata, 42, 1-2, 3-18.
- Joyner, W. B. ve Boore, D. M. 1988. Measurement, Characterization, and Prediction of Strong Ground Motion, In Earthquake Engineering and Soil Dynamics II, Proc. Am. Soc. Civil Eng. Geotech. Eng. Div. Specialty Conf., June 1988, Utah, Bildiriler Kitabı: 43–102.
- Kagan, Y. Y. ve L. Knopoff., 1980. Spatial Distribution of Earthquakes: The two-point Correlation Function, Geophys. J. R. Astron. Soc., 62, 303-320.
- Kanamori, H., 1981. The Nature of Seismicity Patterns Before Large Earthquakes, in Earthquake Prediction, Maurice Ewing Series, IV, 1–19, AGU, Washington D.C.
- Kayabalı, K. ve Akin, M., 2003. Seismic Hazard Map of Turkey Using the Deterministic Approach. Eng. Jeol., 69, 127-137.
- Kayal, J.R., 1994. Fractal Dimension and b-value Mapping in the Northeast India Region : Seismotectonic Implications, Asia Oceania Geosciences Society, 57-ONL-A389.
- Ketin, Y., 1968. Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu ile Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkiler, MTA Enst. Derg., 71, 129-134.
- Kijko, A., 1984. Is it Necessary to Construct Empirical Distributions of Maximum Earthquake Magnitudes? Bull. Seism. Soc. Am., 74, 339-347.
- Kijko, A. ve Dessokey, M. M., 1987. Application of Extreme Magnitude Distributions to Incomplete Earthquake Files. Bull. Seismol. Soc. Am., 77, 1429-1436.
- Kijko, A., 1988. Maximum Likelihood Estimation of Gutenberg-Richter b Parameter for Uncertain Magnitudes Values. Pageoph, 127, 573-579.

- Kijko, A. ve Sellevoll, M. A., 1989. Estimation of Earthquake Hazard Parameters From Incomplete Data Files. Part I. Utilization of Extreme and Complete Catalogs with Different Threshold Magnitudes. Bull. Seismol. Soc. Am., 79, 645-654.
- Kijko, A. ve Sellevoll, M. A., 1992. Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files. Part II. Incorporation of Magnitude Heterogeneity. Bull. Seismol. Soc. Am., 82, 120-134.
- Kijko, A. ve Graham, G., 1998. 'Parametric-historic' Procedure for Probabilistic Seismic Hazard Analysis. Part I. Estimation Of Maximum Regional Magnitude M_{max} . Pageoph, 152, 413-442.
- Kijko, A. ve Graham, G., 1999. 'Parametric-historic' Procedure for Probabilistic Seismic Hazard Analysis. Part II. Assessment Seismic Hazard at Specified Site. Pageoph, 154, 1-22.
- Kimball, B. F., 1946. Sufficient Statistical Estimation Function for the Parameters of the Distribution of Maximum Values. Ann. Math. Statists. 17, 299-306.
- King, G., 1983. The Accommodation of Large Strains in the Upper Lithosphere of the Earth and Other Solids by Self-Similar Fault Systems: The Geometrical Origin of b-value, Pure appl. Geophys., 121, 761-815.
- Kissel, C., Averbuch, O., Lamotte, D., Monod, O. ve Allerton, S., 1993. First Paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the Isparta recentrant (southwestern Turkey). Earth Planet. Sci. Lett., 117, 1-14.
- Knopoff, L. ve Kagan, Y., 1977. Analysis of the Theory of Extremes as Applied to Earthquake Problems, J. Geophys. Res., 82, 5647-5657.
- Koçyigit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişimi, TJK Bült., 24,1, 1-16.
- Legrand, D., 2002. Fractal Dimensions of Small, intermediate and large earthquakes, Bull. seism. Soc. Am., 92, 3318-3320.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, C., Lallemand, S., Noomen, R. ve Veis, G., 1995. Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics, J Geophys Res 100, 12675-12690.
- Lomnitz, C. ve S.K. Singh, 1976. Earthquakes and Earthquake Prediction; in Seismic Risk and Engineering Decisions, Lomnitz and Rosenblueth (editors), Elsevier Publishing Co., 3-30.
- Lopez Casado, C., Sanz de Galdano, C., Delgado, J. ve Peinado, M.A., 1995. The b Parameter in the Betic Cordillera, Rif and Nearby sectors. Relations with the Tectonics of the Region. Tectonophysics, 248, 277-292.

- Manakou, M. V. ve Tsapanos, T. M., 2000. Seismicity and Seismic Hazard Parameters Evaluation in the Island of Crete and the Surrounding Area Inferred From Mixed Files. Tectonophysics, 321, 157-178.
- Mandal, P., Mabawonku, A.O. ve Dimri, V.P., 2005. Self-organized Fractal Seismicity of Reservoir Triggered Earthquakes in the Koyna-Warna Seismic Zone, western India, Pure appl. Geophys., 162, 73–90.
- Mandal, P. ve Rastogi, B.K., 2005. Self-organized Fractal Seismicity and b Value of Aftershocks of the 2001 Bhuj Earthquake in Kutch (India), Pure appl. Geophys., 162, 53–72.
- Marcoux, J., 1987. Histoire et Topologie de la Neo-Tethys. These de Doctor at Det at. L'Universite Pierre et Marie Curie, Paris, 569 p.
- Marquardt, D.W., 1963. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters, J. Soc. Ind. Appl. Math. II., 431–441.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Gergiev, I., Hamburger, M., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadaria, M., Ouzounus, A., Paradisissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanlı, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, N. ve Veis, G., 2000. GPS Constrains on Crustal Movements and Deformations for Plate Dynamics. J. Geophys. Res., 105, 5695-5720.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben-sarı, D. ve Tealeb A., 2003. GPS Constraints on Africa (Nubia) and Arabia Plate Motions. Geophysical Journal International, 155, 126–138.
- Mckenzie, D. P., 1978. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions. Geophys. J. Royal Astron. Soc., 55, 217-254.
- McKenzie, D.P., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean regions, Geophys. J.R. Astr. Soc., 30, 109-185 p.
- Miyamura, S., 1962. Magnitude-frequency Relations and its Bearing on Geotectonics. Proc. Jap. Acad., 38, 27-30.
- Mogi, K., 1962. Magnitude-frequency Relationship for Elastic Shocks Accompanying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes. Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 40, 831-883.
- Mogi, K., 1967. Earthquakes and Fractures. Tectonophysics 5, 35-55.
- Moldovan, I.A., Popescu, E., Bazacliu, O., Enescu, B.D. ve Radulian, M., 2005. Time, Space and Size Distribution of Earthquakes for Făgăraş Seismogenic Region (Romania), Rom. Journ. Phys., 51, 3-4, 479-494.
- Ogata, Y., Imoto, M. ve Katsura, K., 1991. 3-D Spatial Variation of b-values of Magnitude-Frequency Distribution Beneath the Kanto District, Japan, Geophys. J. Int., 104, 138–146.

- Olsson, R., 1999. An Estimation of the Maximum b-value in the Gutenberg-Richter Relation. Geodynamics, 27, 547-552.
- Öncel, A.O., Main, I., Alptekin, Ö. ve Cowie, P., 1995. Fractal Properties of Faulting and Seismicity in the Anatolian Fault Zones, Annales Geophysicae, 13, 560.
- Öncel, A.O., Main, I., Alptekin, O. ve Cowie, P., 1996. Temporal Variations in the Fractal Properties of Seismicity in the North Anatolian Fault Zone between 31°E and 41°E, Pure appl. Geophys., 147, 147–159.
- Öncel, A.O. ve Wilson, T., 2002. Space-Time Correlations of Seismotectonic Parameters and Examples from Japan and Turkey Preceding the Izmit Earthquake, Bulletin Seismological Society of America, 92, 339-350.
- Oral, M.B., Reilinger, R.E., Toksöz, M.N., Kong, R.W., Barka, A. A., Kınık, I. ve Lenk, O., 1995. Global Positioning System Offers Evidence of Plate Motions in Eastern Mediterranean, EOS Transac 76, 9.
- Page, R., 1968. Aftershocks and Microaftershocks. Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1131-1168.
- Papaioannou, Cha. ve Papazachos, C.B., 2000. Time-independent and Time-dependent Seismic Hazard in Greece Based on Seismogenic Sources, Bull Seismol Soc Am, 91, 1, 22–33.
- Pascua, M.A.R., Devicente, G., Calvo, J.P. ve Perezlopez, R., 2003. Similarities between Recent Seismic Activity and Paleoseismites During the late Miocene in the external Betic Chain (Spain)—Relationship by b value and the Fractal Dimension, J. Struct. Geol., 25, 749–763.
- Patton, S., 1992. Active Normal Faulting, Drain Age Pattern Sand Sedimentation in Southwestern Turkey, Journal of the Geological Soc. of London, 149, 1031-1044
- Philippon, A. 1910-1915. Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien. Ergänzungshefte 167, 172, 177, 180, 183 der Petermanns Mitteilungen, Gotha, Jüstus Perthes.
- Poisson, A., 1984. The Extension of the Ionian trough into SW Turkey. In: J. F. Dixon g A. H. Robertson Eds., The Geologic Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. LondönSpec. Pub. 17, 241-249.
- Poisson, A., 1990. Neogene Thrust Belt in western Taurides. The Imbricate Systems of Thrust Sheets along a NNW-SSE transect. IESCA-1990, 224-235.
- Polat, O., Gök, E. ve Yılmaz, D., 2008. Earthquake Hazard of the Aegean Extension Region (West Turkey), Turkish J Earth Sci. 17, 593–614.
- Poroohan, N. ve Teimournegad, K., 2010. An Analysis of Correlations of Seismotectonic Parameter and Fractal Dimension Preceding Roudbar-Tarom Earthquake (Northwest of Iran), Water and Geoscience.

- Price, S. ve Scott, B., 1994. Fault-block Rotations at the Edge of a Zone of Continental Extension; southwest Turkey. J. Struct. Geol., 16, 381-392.
- Rao, C. R., 1973. Linear Statistical Inference and its Application. John Wiley and Sons, New York, 625.
- Salah, K., Sahin S. ve Destici, C., 2007. Seismic Velocity and Poisson's Ratio Tomography of the Crust Beneath southwest Anatolia: an Insight into the Occurrence of Large Earthquakes, Journal of Seismology, 11, 415-432.
- Scholz, C. H., 1968. The Frequency-magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to Earthquakes. Bull. seism. Soc. Am., 58, 399-415.
- Sengör, A. M. C. Görür, N. ve Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study, in Strike-slip Faulting and Basin Formation, edited by Biddke, K.T. and Christie-Blick, N., Society of Econ. Paleont. Min. Sp. Publ. 227-264.
- Seyitoglu, G. ve Scott, B.C., 1991. Late Cenozoic Crustal Extension Basin Formation in West Turkey. Geological Magazine, 128, 155-166
- Seyitoglu, G. ve Scott, B.C., 1996. The Age of the Alasehir Graben (West Turkey) and its Tectonic Implications, Geological Journal, 31, 1-11
- Singh, C., Bhattacharya, P. M. ve Chadha, R. K., 2008. Seismicity in Koyna-Warna Reservoir Site in western India: Fractal and b-value Mapping, Bull. Seismol. Soc. Am. 98, 1, 476-482.
- Sohini Roy, Uma Ghosh, Sugata H. ve J. R. Kayal, 2011. Fractal Dimension and b-value Mapping in the Andaman-Sumatra Subduction Zone, Natural Hazards. 57, 1, 27-37.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A. 1987. Türkiye'nin Diri Fayları ve Depremsellikleri, MTA Derleme, 8174, 394.
- Şaroğlu, F., Emre, M. ve Kuşçu, M., 1992. Türkiye Diri Fay Haritası, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (MTA).
- Şengör, A. M. C., 1982. Kimmerid Orojenik Sisteminin Evrimi, Orta Mesozoyikte Paleo-Tetisin Kapanması Olayı ve Ürünleri: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Şubat, Ankara, Bildiri Özetleri Kitabı, 45-46.
- Şengör, A. M. C., 1987. Cross-fault and Differential Stretching of Hanging Walls in Regions of low-angle Normal Faulting: Examples from Western Turkey, Continental Extensional Tectonics, M. P Coward, J. F Deway, P. L Hancock, (Eds.), Geological Society Special Publication, 28, 575-589.
- Şengör, A. M. C., Satır, M. ve Akkök, R., 1984. Timing of Tectonic Events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for Tectonic Evolution and Evidence for Pan-African Basement in Turkey. Tectonics, 3, 693-707.

- Smith, L. A., 1988. Intrinsic Limits on Dimension Calculations, Phys. Lett., 113, 283–288.
- Tabban, A. ve Gencoğlu, S., 1975. Deprem ve Parametreleri. İmar ve İskân Bakanlığı Afet İşl. Gn. Müd. Deprem Arşt. Enst.Yay. Ankara.
- Taymaz, T. ve Price, S. P., 1992. The 12. 05. 1971 Burdur Earthquake Sequence: A synthesis of Seismological and Geological Observations. Geophys. J. Int., 108, 589-603.
- Tekin, F. ve Hafizoğlu, E., 2011. Batı Anadolu'daki Önemli Fay Zonları ve Depremselliğe Etkileri. Soma MYO dergisi., 1, 4-11.
- Tinti, S. ve Mulargia, F., 1985. Effects of Magnitude Uncertainties in the Gutenberg-Richter Frequency-magnitude Law. Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 1681-1697.
- Tokay ve Altunel, E., 2001. Eskişehir Fay Zonunun İnönü-Dodurga Çevresinde Neotektonik Özellikleri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Beşinci Toplantısı (ATAG-5), Kasım, Ankara, Bildiri Kitabı: 14.
- Tokay, F. 2001. Eskişehir Fay zonunun İnönü-Dodurga Segmentinin Neotektonik Özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Eskişehir, 67s.
- Tosi, P., 1998. Seismogenic Structure Behavior Revealed by Spatial Clustering of Seismicity in Umbria-Marche Region (Central Italy), Annali di Geofisica 41, 215–224.
- Tsapanos, T. M., 1990. *b* values of two Tectonic Parts in the Circum-Pacific belt. Pageoph, 134, 229-242.
- Tsapanos, T. M., 1997. Regional Variation of the *w* values in the Circum-Pacific Belt, Pure Appl. Geophys. 150, 113–120.
- Tsapanos, T. M. ve Papazachos, B. C., 1998. Geographical and Vertical Variation of the Earth's Seismicity. J. Seismol., 2, 183-198.
- Tsapanos, T. M., 2001. Earthquake Hazard Parameters Estimated in Crete Island and the Adjacent Area. Pure Appl. Geoph., 158, 1691-1718.
- Tsapanos, T. M. ve Christova, C. V., 2003. Earthquake Hazard Parameters in Crete Island and its Surrounding Area from Bayes Statistics: an Integration of Morphology of Seismically Active Structures and Seismological Data. Pure Appl. Geoph., 160, 1517-1536.
- Turcotte, D.L., 1986. A Fractal Model for Crustal Deformation, Tectonophysics, 132, 261–269.

- Turker, E., Kaya, M. A., Kamaci, Z., Uyanik, O., Buyukkose, N., Mutluturk, M., Yalcin, A. ve Ozkan, F., 1996. Geotechnical Measurements at Dinar Disaster Region. General Directorate of Disaster Affairs and Suleyman Demirel University (a report in Turkish).
- Utsu, T., 1965. A Method for Determining the Value of b in the Formula $\log N = a - bM$ Showing the Magnitude–Frequency Relation for Earthquakes, Geophys. Bull. Hokkaido. Univ., 13, 99–103
- Vinciguerra, S., Gresta, S., Barbano, M. S. ve Distefano, G., 2001. The Two Behaviours of Mt. Etna Volcano Before and After a Large Intrusive Episode: Evidences from b value and Fractal Dimension of Seismicity, Geophys. Res. Lett., 28, 11, 2257–2260.
- Wang, J. H., 1988. b -values of Shallow Earthquakes in Taiwan. B. Seismol. Soc. Am., 78, 1243-1254.
- Wang, J.H., 1991. A Note on the Correlation Between b -value and Fractal Dimension from Synthetic Seismicity, Terrest., Atmos. Oceanic Sci., 2, 317–329
- Wang, J.H. ve Lee, C.W., 1996. Multifractal Measures of Earthquakes in west Taiwan, Pure appl. Geophys., 146, 131–145.
- Warren, N.W. ve Latham, G.V., 1970. An Experiment Study of Thermal Induced Microfracturing and its Rlation to Volcanic Seismicity. J. Geophys. Res., 75, 4455-464
- Weichert, D. H., 1980. Estimation of the Earthquake Recurrence Parameters for Unequal Observation Periods for Different Magnitudes, Bull. Seismol. Soc. Am., 70, 1337–1346.
- Wells, D. L. ve Coppersmith, K. J., 1994. New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement. Bull. Seismol. Soc. Am., 4, 975-1002.
- Westaway, R., 1990. Block Rotation in western Turkey, 1, Observational Evidence: Journal of Geophysical Research, 95, 19, 857-884.
- Wiemer, S., 2001. A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP, Seism. Res. Lett., 72, 373-382.
- Wyss, M., 1973. Towards a Physical Understanding of the Earthquake Frequency Distribution. Geophys. J.R. astr. Soc., 31, 341-359.
- Wyss, M., Sammis, C. G., Nadeau, R. M. ve Wiemer, S., 2004. Fractal Dimension and b -value on Creeping and Locked Patches of the San Andreas Fault Near Parkfield, California, Bull. Seismol. Soc. Am., 94, 410-421.

- Yadav, R. B. S., Papadimitriou, E. E., Karakostas, V. G., Rastogi, B. K., Shanker, D., Chopra, S., Singh, A. P. ve Santosh, K., 2011. The 2007 Talala, Saurashtra, western India Earthquake Sequence: Tectonic Implications and Seismicity Triggering; Journal of Asian Earth Sciences, 40, 1, 303-314.
- Yadav, R. B. S., Gahalaut, V. K., Chopra S. ve Shan B., 2012. Tectonic Implications and Seismicity Triggering During the 2008 Baluchistan, Pakistan Earthquake Sequence. Journal of Asian Earth Sciences, 45, 2, 167-178.
- Yaltrak, C., Alpar, B. ve Yüce, H., 1998. Tectonic Elements Controlling the Evolution of the Gulf of Saros (Northeastern Aegean Sea, Turkey). Tectonophysics, 300, 227-248.
- Yarar, R., Ergünay, O., Erdik, M. ve Gülkan, P., 1980. A Preliminary Probabilistic Assessment of the Seismic Hazard in Turkey. Proc. 7th World Conf. Earthquake Eng., Istanbul, 309-316.
- Yegulalp, T. M. ve Kuo, J. T. 1974. Statistical Prediction of Occurrence of Maximum Magnitude Earthquakes, Bull. Seismol. Soc. Am. 64, 393-414.
- Yılmaztürk, A., Bayrak, Y. ve Çakır, Ö., 1999. Crustal Seismicity in and Around Turkey. Natural Hazards, 18, 253-267.

URL-1. <http://www.tusiad.org.tr/turkish/rapor/cografya2/202210.pdf>, 15/03/2006.

URL-2. <http://www.mam.gov.tr/enstituler/ydbe/index.html>, 15/03/2006.

URL-4. <http://sismo.deprem.gov.tr/VERITABANI/turknetkatalog.php>, 15/03/2006.

URL-5. <http://sismo.deprem.gov.tr/VERITABANI/isckatalog.php>, 15/03/2006.

URL-6. <http://www.iris.edu/quakes/eventsrch.htm>, 15/03/2006.

ÖZGEÇMİŞ

05.04.1987'de Erzurum'da doğdu. İlköğretimi Atatürk İlköğretim okulunda, orta öğretimini Yıldızkent İMKB lisesinde bitirdi. 2005 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne girmeye hak kazandı. 2009 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünü bölüm üçüncüsü olarak bitirdikten sonra aynı yıl Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans eğitimine başladı. Eylül 2011'de Atatürk Üniversitesi Oltu Yer Bilimleri Fakültesi'ne Araştırma Görevlisi olarak atandı. Bu görevi halen sürdürmekte olup iyi derecede İngilizce bilmektedir.

Bu tezden yapılan yayınlar:

Bayrak, Y., Bayrak, E., 2012. An Evaluation of Earthquake Hazard Potential for Different Regions in western Anatolia using the Historical and Instrumental Earthquake Data. Pure and Applied Geophysics DOI 10.1007/s00024-011-0439-3, in press.